

SERVICIO METEOROLOGICO NACIONAL
Centro de Análisis y Predicción

NOTAS DE METEOROLOGIA SINOPTICA

10

VIENTOS Y TOPOGRAFIAS,
METODOS DE ANALISIS

Madrid, julio de 1.970 (2ª)

Estas Notas son de circulación limitada, exclusivamente para fines de información

INDICE

	Pag.
I.- Viento geostrófico	1
II.- Adición gráfica	5
III.- Análisis diferencial	6
IV.- Viento térmico	10
V.- Formas sencillas de las fórmulas del viento geostrófico y del viento térmico	14
VI.- Cizalladura del viento	16
VII.- El uso del concepto de viento térmico en el análisis de isotermas	20
VIII.- Análisis de isotacas, Análisis de vientos máximos, Análisis de líneas de corriente	22

=====

I.- VIENTO GEOSTRÓFICO.- 1.- Definición.- 2.- El uso de la escala de viento geostrófico (EVG) en las topografías isobáricas.- 3.- El uso del "compás geostrófico".- 4.- Construcción de la Escala de Viento Geostrófico (EVG) y del compás geostrófico.

1.- Definición.- En la atmósfera las partículas de aire se mueven con una velocidad relativamente constante en magnitud y dirección, por tanto la aceleración será nula y las fuerzas que actúan sobre la partícula deberán equilibrarse aproximadamente. En los niveles superiores en los que las fuerzas del rozamiento son despreciables deberá haber equilibrio aproximado entre la fuerza del gradiente de presión y la acción desviadora de la rotación terrestre (fuerza de Coriolis). Se llama viento geostrófico al viento que resulta en un flujo rectilíneo, con velocidad constante y sin rozamiento, cuando la fuerza del gradiente de presión y la fuerza de Coriolis son iguales y opuestas.

2.- El uso de la Escala de Viento Geostrófico en las topografías isobáricas.- El viento geostrófico es proporcional a la pendiente de la superficie isobárica y sopla paralelamente a las isohipsas dejando a las altas a la derecha (Ley de Buys-Ballot), por tanto la dirección del viento geostrófico está dada por la de las isohipsas y la velocidad estará en razón inversa de la distancia normal entre las isohipsas o gradiente de la superficie isobárica. Para determinar la velocidad del viento geostrófico y no repetir los cálculos numéricos cada vez que sea necesario, se usa un procedimiento gráfico, consistente en construir la llamada Escala de Viento Geostrófico (que desde ahora designaremos por las iniciales EVG) en la cual se tiene en cuenta el espaciado de las isohipsas y la latitud.

La EVG está impresa en el ángulo inferior izquierdo de algunos mapas de trabajo del Servicio Meteorológico Nacional (puede verse más adelante su construcción), es válida para un intervalo vertical entre las isohipsas de 60 metros. Es un ábaco en el que se han tomado como ordenadas las latitudes y como abscisas los espaciados de las isohipsas para determinadas velocidades; consta de un sistema de líneas horizontales, equidistantes, para las latitudes de 25°, 30°, ... etc. y unas curvas rotuladas con las velocidades 15 kts, 20 kts, ... etc.; en cada curva la abscisa de un punto representa el espaciado de las isohipsas para la velocidad y latitud correspondiente.

La EVG se utiliza en la siguiente forma (fig. 1): a) Determinese la latitud del punto.

Viento en superficie ($\Delta p = 4$ mb)

b) Mídase la distancia normal D entre las isohipsas con un compás de puntas o con una tira de papel.

c) Llévase la distancia D, a partir de la izquierda, sobre la horizontal de la latitud correspondiente. La curva que pasa por el extremo determina la velocidad buscada. En caso en que los datos o resul--

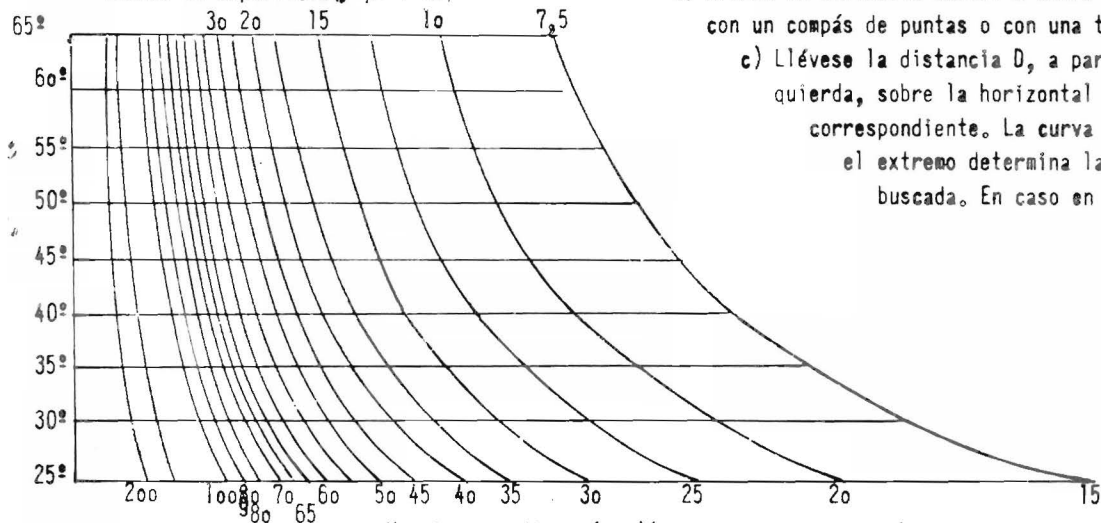


Fig. 1.- Escala de Viento Geostrófico (EVG).

tados se interpola graficamente en forma aproximada para obtener el resultado buscado. A continuación damos una lista de valores para practicar en el uso de la EVG

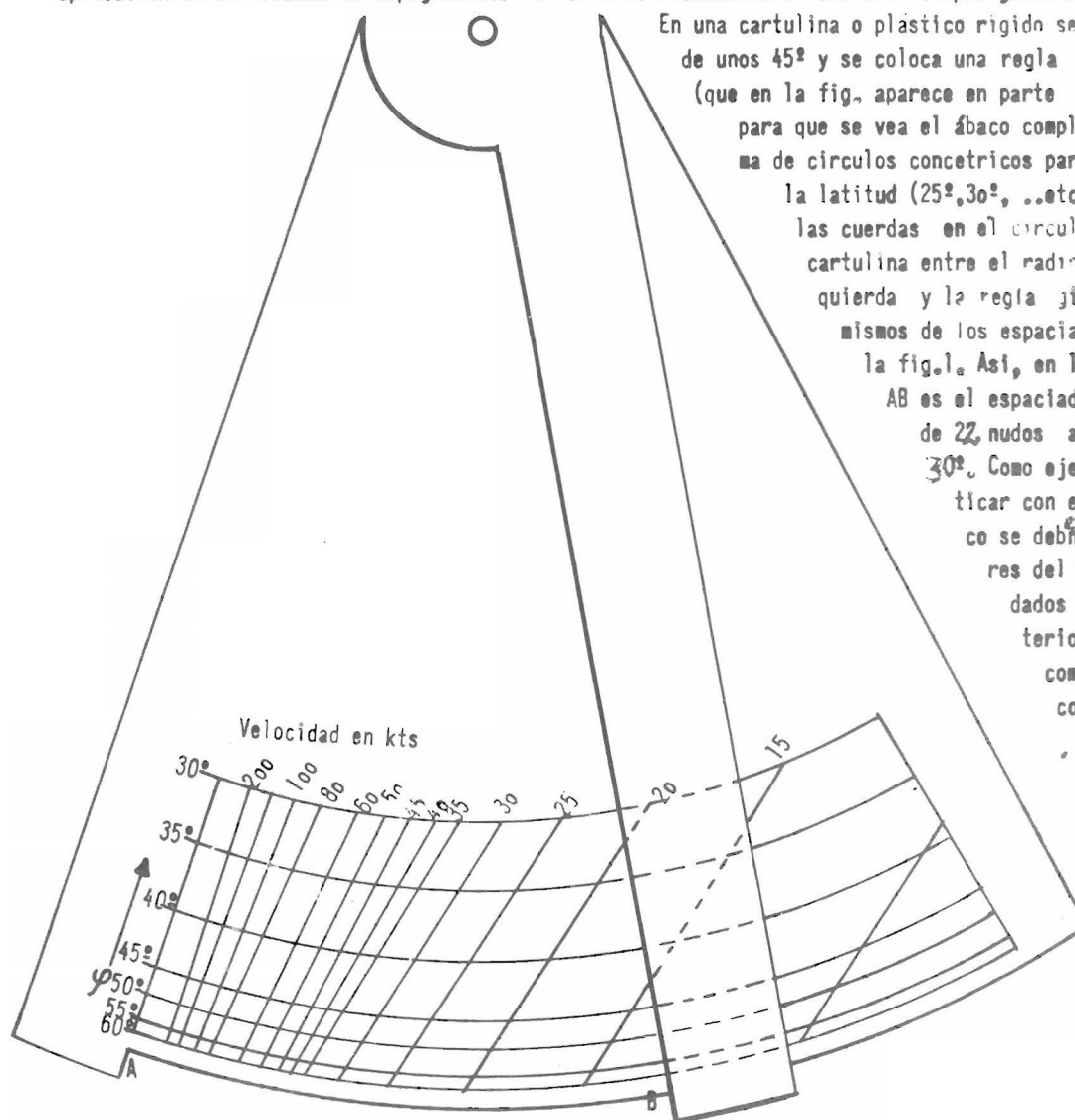
(latitud)	35°	50°	33°	47°	52°
D (mm.)		25	50	30	20
(kts)	36	38	28	30	45

Por el proceso inverso la EVG se puede utilizar para, conocido el viento en un punto dado, hallar el espaciado correspondiente entre las isohipsas. Así, en la tabla anterior, se puede tomar como datos la latitud y V_g y hallar los valores de D. Esto es especialmente útil en el trazado de topografías para aquellas zonas del mapa en que existen pocas estaciones, como por ejemplo sobre el Atlántico, pues permite fijar en forma aproximada la posición de varias isohipsas en torno a cada uno de los barcos de observación.

El proceso directo se puede simplificar imprimiendo la EVG en celuloide o plástico transparente y superponiendo la EVG sobre la zona correspondiente se puede leer directamente la velocidad del viento.

3.- El uso del "compas geostrofico"

El método descrito en el párrafo anterior resulta pesado y laborioso, sobre todo en el proceso inverso de aplicación en el trazado de topografías. Por ello se recomienda el uso del "compas geostrofico" (Fig. 2).



En una cartulina o plástico rígido se corta un sector de unos 45° y se coloca una regla radial giratoria (que en la fig. aparece en parte trazada a puntos para que se vea el ábaco completo). Hay un sistema de círculos concéntricos para los valores de la latitud (25°, 30°, ..etc.). Los valores de las cuerdas en el círculo del borde de la cartulina entre el radio origen de la izquierda y la regla giratoria son los mismos de los espaciados en la EVG de la fig. 1. Así, en la Fig. 2 la cuerda AB es el espaciado para un viento de 22 nudos a una latitud de 30°.

Como ejercicio para practicar con el compas geostrofico se deben calcular los valores del viento geostrofico dados en el párrafo anterior. La ventaja del compas geostrofico

consiste fundamentalmente en que se puede manejar fácilmente con la mano izquierda, permitiendo determinar rápida y cómodamente V_g en función del espaciado de las isohipsas y es especialmente recomendable en el proceso inverso de señalar el espaciado de las isohipsas.

Fig. 2 -Compas geostrofico (Mapa escala 1:10⁷, Proyección Conica de Lambert, isohipsas para la velocidad y latitud correspondientes).

4.- Construcción de la Escala de Viento Geostrofico (EVG)

La fórmula del viento geostrofico en las topografías isobáricas es (*):

$$V_g = \frac{g}{f} \cdot \frac{dz}{dn} \quad (1)$$

donde las letras significan:

V_g .- velocidad del viento geostrofico

g .- aceleración de la gravedad

$f = 2 \cdot \sin \phi$.- parámetro de Coriolis

dz .- diferencia de altura entre dos isohipsas consecutivas

dn .- distancia normal entre dos isohipsas consecutivas

En los trabajos teóricos ordinariamente se aplica el sistema MKS y las dimensiones de estas magnitudes físicas son: V_g (m/s); g (m/s²); f (radianes/s) y dz y dn (m.). En la práctica sinóptica y aeronáutica la velocidad del viento se cifra y se da en nudos (kts) y, por otra parte, con objeto de que sea fácil construir la EVG para distintos tipos de proyecciones (Lambert, Estereografía, etc..) y escalas de mapas, resulta conveniente el que dn se exprese en grados de latitud ($^{\circ}$), de modo que las magnitudes en la fórmula (1) serán:

$$V_g = \text{en nudos (kts)} ; 1 \text{ kts} = 1 \text{ milla Nautica / hora} = 1853 \text{ m/hora.}$$

$$g = 9,81 \text{ m/s}^2 = \frac{9,81 \times 3,6^2 \times 10^3}{1,853} \text{ milla Nauticas/hora}^2$$

$$f = 2 \cdot \sin \phi ; \phi = \frac{2}{T} = \frac{1}{12} \text{ (radianes/hora)} ; f = \frac{1}{6} \sin \phi \text{ (radianes/hora)}$$

$$dz = 60 \text{ m.} = \frac{60}{60 \times 1853} = 1/1853 \text{ (}^{\circ}\text{)}$$

$$dn \text{ (}^{\circ}\text{)}$$

Sustituyendo estos valores en la fórmula (1) y despejando dn resulta:

$$dn = \frac{9,81 \times 3,6^2 \times 10^3 \times 6}{1,853 \times \sin \phi \times 1853} \times \frac{1}{V_g} \quad \text{llamando } K = \frac{9,81 \times 3,6^2 \times 6}{1,853^2 \times \sin \phi} = 70,73$$

La ecuación del viento geostrofico se convierte en:

$$dn = \frac{K}{V_g \cdot \sin \phi} = \frac{70,73}{V_g \cdot \sin \phi} \quad (2)$$

En la cual se recuerda que se obtiene dn en grados de latitud cuando se sustituye V_g en nudos.

Parece lo más sencillo el calcular gráficamente la EVG. Para ello se observa que para cada latitud, si se toman como variables dn y $1/V_g$ resulta un sistema de rectas que pasan por el origen de coordenadas y bastará determinar dn para un solo valor de V_g ; a continuación describimos detalladamente la construcción de la EVG para los mapas de trabajo del SMN en proyección cónica de Lambert, escala 1:10.

Comenzamos por calcular $1/V_g$, por conveniencia en el dibujo de la EVG, y usando una tabla de números inversos, se obtiene para valores de $200/V_g$ la siguiente

Tabla:

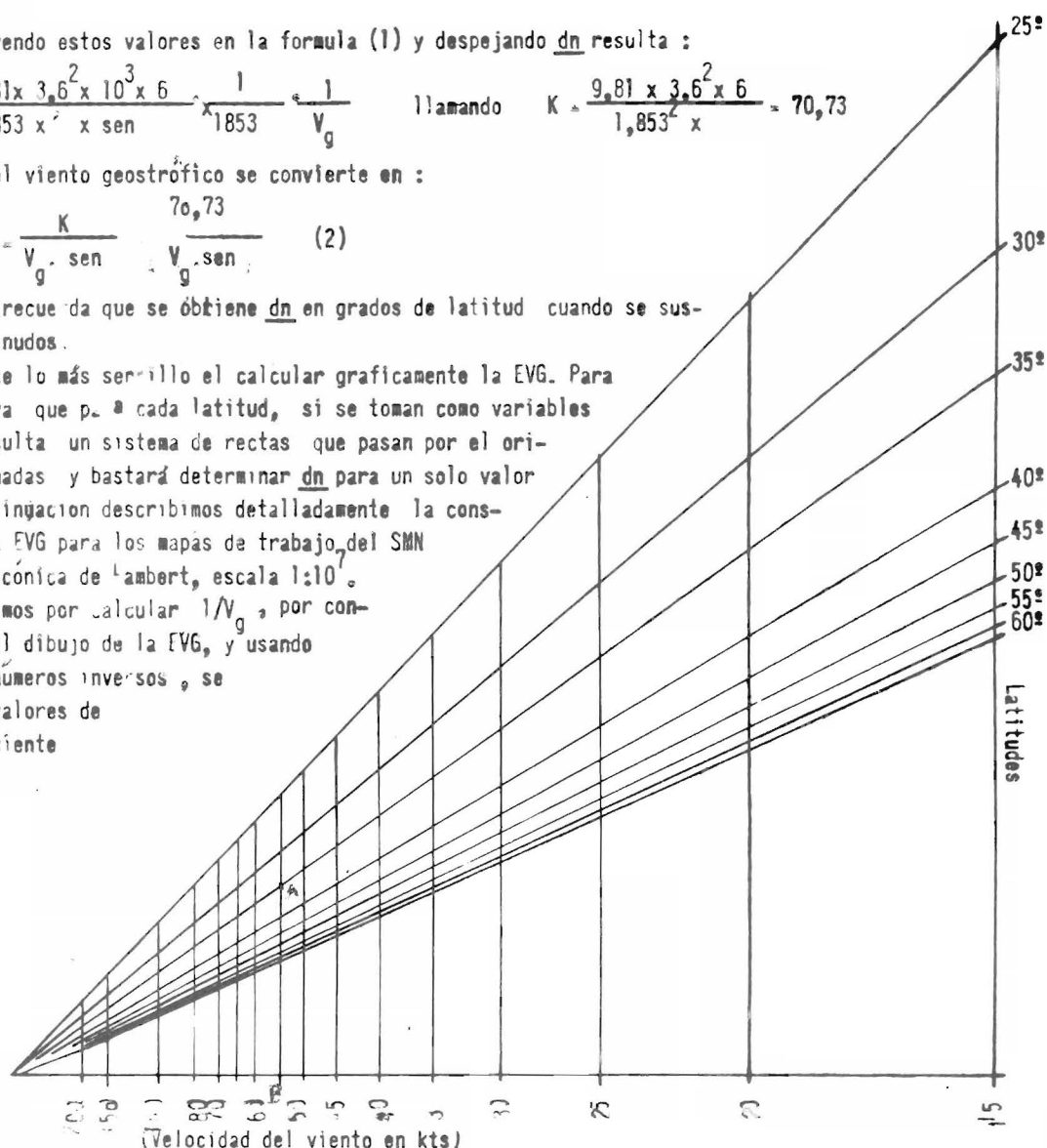


Fig 3.- Gráfico para el cálculo de la Escala de Viento Geostrofico

Tabla I: Abcisas (en mm.) para el calculo grafico de la EVG

V_g (kts)	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75	80	90	100	150	200
$2000/V_g$	133,3	100,0	80,0	66,7	57,1	50,0	44,4	40,0	36,4	33,3	30,8	28,6	26,7	25,0	22,2	20,2	13,3	10,0

Ahora se calculan los valores de dn a partir de la formula (2) para $V_g = 15$ kts, para $15^\circ, 20^\circ, \dots, 65^\circ$; obteniendose la siguiente tabla

Tabla II: Ordenadas en grados de latitud para la abcisa 15 kts para el calculo grafico de la EVG

ϕ	25°	30°	35°	40°	45°	50°	55°	60°
dn_{15}	10,9	9,41	8,0	7,3	6,7	6,2	5,8	5,4

En la fig. 3 se han tomado como abcisas los valores de la Tabla I, escribiendo los valores de V_g correspondientes y trazando las ordenadas. Despues sobre la ordenada de 15 kts se marcan los valores de dn_{15} de la tabla II medidos sobre el mapa de trabajo (este caso proyeccion cónica 1:10⁷), uniendo los puntos obtenidos con el origen de coordenadas se obtiene un haz de rectas cuyas ordenadas miden los espaciados de las isohipsas para las velocidades y latitudes respectivas. Así, AB será el espaciado para un punto a 35° y con velocidad de 55 kts.

La EVG en la forma de la fig. 3 resulta incomoda en su uso. La de la fig. 1 se obtiene tomando un sistema de rectas paralelas equidistantes para las latitudes y sobre cada una de ellas los espaciados correspondientes a 15, 20, 25, ..., 200 kts, uniendo los puntos de las diversas latitudes se obtienen las curvas de los espaciados de correspondientes a dichas velocidades.

Una forma algo más simple de la EVG (fig. 4) se obtiene trazando dos rectas paralelas correspondientes a las latitudes extremas 25° y 65° y marcando sobre ellas los espaciados correspondientes p. ej. a 60 kts

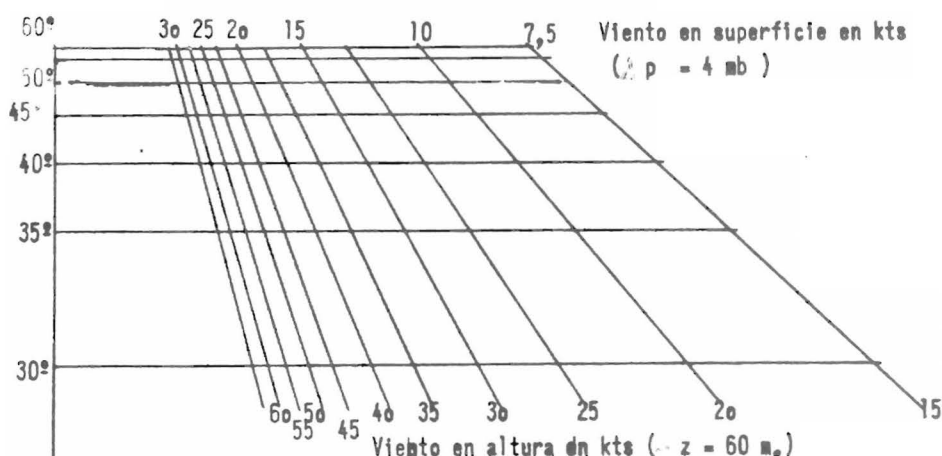


Figura 4. Escala de viento geostrofico

uniendo estos puntos con una recta, las posiciones de las paralelas para las otras latitudes se obtienen con la condicion de que los espaciados de la fig. 3 las mismas esten sobre dicha recta. Naturalmente la línea para 60 kts será una recta y las otras serán tambien rectas aproximadamente.

A partir del grafico de la fig. 3 y tomando cuerdas para los espaciados se construye tambien el compas geostrofico de la fig. 2, descrito en el parrafo 3.

Creemos útil señalar que la ecuacion (2) toma una forma particularmente simplificada para 45°. En efecto

$$dn = \frac{70,73}{V_g \sin 45^\circ} = \frac{70,73 \times 2}{V_g} = \frac{100}{V_g}$$

luego, sobre España, con una gran precision, el viento geostrofico se obtiene dividiendo por 100 el espaciado en grados de latitud de las isohipsas a intervalos de 60 m. Así para 4° es 25 kts, 2° es 50 kts, etc... (ver mas detalle en la parte V de esta Nota).

En la línea superior de la EVG se incluyen las velocidades del viento geostrofico en el mapa de superficie (aunque tienen menos interés) para $p = 4$ mb, que son la mitad de las correspondientes en altura porque la relación entre las velocidades geostroficas en altura (V) y en superficie (V') para un mismo espaciado es aproximadamente 2. En efecto, en condiciones normales en superficie se puede poner:

$$V/V' = \frac{z}{p} = 1,3 \times 10^{-3} \times 981 \times 6,10^3 / 4,10^3 = 2$$

11.- ADICION GRAFICA

1.- La adición gráfica es útil de muchas maneras, especialmente cuando se combina una topografía isobárica absoluta con una topografía relativa o mapa de espesor para obtener la topografía absoluta en el nivel superior. Otra aplicación es la adición de un mapa previsto de cambio de presiones o de alturas al mapa actual para obtener el mapa previsto en superficie o la topografía prevista.

2.- Para sumar gráficamente dos análisis se dibuja una línea por las intersecciones que tienen el mismo valor. Para conservar este valor constante, cuando uno de los números cambia en un sentido el otro número debe cambiar en sentido opuesto.

Así : $16 + 9 = 25$; sumando y restando 2 respectivamente $(16 - 2) + (9 + 2) = 25$; o sumando y restando 8 respectivamente $8 + 17 = 25$.

Así resulta que la línea resultante debe cruzar las dos isopletas base en direcciones opuestas. Si una de las isopletas se cruza hacia los valores más bajos, la otra debe cruzar hacia los valores más altos. La

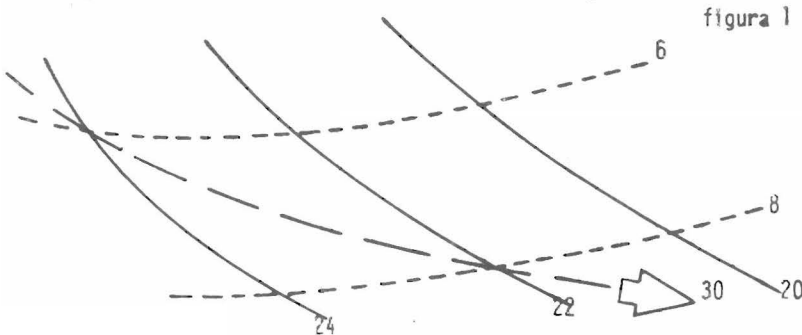


Figura 1.- Adición gráfica

figura 1 ilustra este principio. Dibujada en la dirección indicada, la línea resultante trazada a a trazos gruesos cruza la línea de puntos hacia los los valores altos y la línea continúa hacia los valores bajos. Es el método escalar de determinar el sentido.

3.- Una aplicación interesante de la aplicación de la adición gráfica consiste en promediar dos análisis. Frecuentemente es conveniente conocer el flujo medio en una capa, que puede obtenerse aproximadamente

promediando las isohipsas de las dos topografías isobáricas que limitan una capa por arriba y por debajo. Análogamente, puede construirse un campo de temperatura media, que, comparado con el flujo medio, dará una excelente idea del calentamiento o enfriamiento que está ocurriendo.

Promediar entre dos magnitudes es esencialmente un problema de adición : promedio $\frac{a + b}{2}$

Gráficamente esto se realiza sumando los dos análisis pero conservando únicamente la mitad de las líneas resultantes, para lo cual se omiten una de las familias de líneas (las pares o las impares).

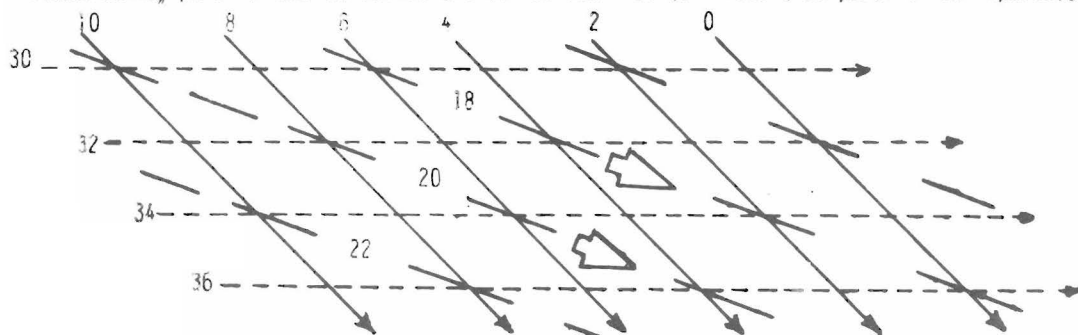


Figura 2.- Promediado gráfico

La suma de los valores en cada intersección se divide por dos para calcular el valor de la línea resultante y al omitir una línea alternativamente los intervalos de las tres familias de líneas son idénticos.

4.- Al promediar dos valores de una magnitud se obtiene un valor intermedio. Análogamente, al promediar dos vientos iguales uno del norte y otro del este se obtiene viento del noreste en la bisectriz de los anteriores. Observe que en la figura 2 la dirección de las líneas resultantes está comprendida entre las direcciones de las líneas básicas. Por ello, la adición gráfica es muy sencilla. Siguiendo el sentido del flujo medio estamos en la dirección correcta de las líneas y tenemos el llamado método vectorial de determinar la orientación de las líneas resultantes. A cualquier familia de líneas se le puede un sentido con el convenio de que los valores bajos se encuentren siempre a la izquierda de la dirección del flujo.

5.- Reglas para la adición gráfica:

- Las líneas resultantes cruzan las isopletas solamente en las intersecciones entre las mismas.
- Las líneas resultantes cruzan las isopletas básicas hacia los valores más altos en una familia de isopletas y hacia los valores más bajos en otra familia de isopletas.

- c.- las direcciones de las líneas resultantes son intermedias entre las direcciones de las isopletras básicas.
- d.- Entre dos isopletras básicas debe haber una línea resultante a menos que sus direcciones sean opuestas entre sí.
- e.- Las líneas resultantes no pueden cruzarse entre sí
- f.- Las dos familias de isopletras básicas deben tener intervalos idénticos para que se pueda aplicar el método gráfico.

III.- ANÁLISIS DIFERENCIAL

1.- Las condiciones atmosféricas existentes en un instante particular y que existan probablemente en el futuro pueden comprenderse mejor haciendo referencia a ciertos mapas deducidos matemáticamente. Por ejemplo, los mapas en que se representa el espesor de la capa comprendida entre dos superficies isobáricas (topografía relativa) da una descripción muy valiosa y representativa del campo de temperatura en dicha capa. Los mapas en que se representa la diferencia en el valor de una característica atmosférica (presión, altura, temperatura, etc...) ahora y su valor 24 o 12 horas antes son instrumentos importantes en la predicción puesto que indican una tendencia que tiene cierta probabilidad de continuar. Estos dos tipos de mapas, más otros igualmente valiosos, pueden construirse exacta y rápidamente por substracción gráfica de dos análisis de isopletras,

2.- Por ejemplo, sería posible determinar el espesor de la capa entre las superficies de 700 y 500 mb., restando la primera altura de la segunda en cada una de las estaciones de observación y analizando el mapa resultante. En efecto esta técnica se aplica con frecuencia. Sin embargo, cuando se disponen de los análisis de 500 y 700 mb., la substracción gráfica es mucho más sencilla y rápida. Cada uno de los análisis a utilizar se calca en una lámina de plástico que desde ahora denominaremos "transparencia" (si no se tienen "transparencias" se pueden utilizar papel fino o calcar los dos análisis sobre un mismo papel). En las dos "transparencias" se han hecho marcas de referencia y se superponen con una "transparencia" limpia sobre ellas colocando el conjunto sobre una mesa luminosa. Esquemáticamente los mapas superpuestos aparecerían como en la fig. 1. Generalmente no es necesario escribir los valores consignados en las intersecciones, pero se indican para facilitar la localización de las líneas de espesor constante. Los valores del espesor a lo largo de la flecha en la figura son 2700 m. (x). Análogamente pueden

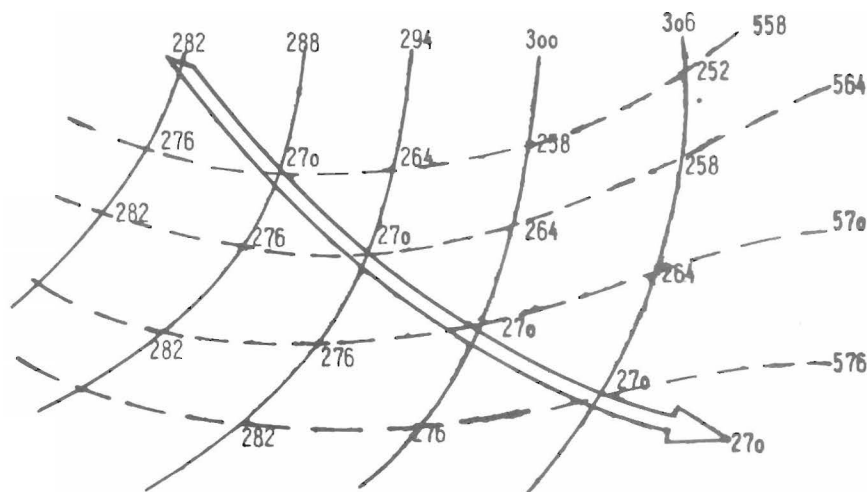


Figura 1. Líneas de espesor

(*) En las cotas del gráfico se suprime el cero y en la práctica diaria también la cifra de los millares o decenas de millar, así las cotas de las isohipsas en las distintas topografías son:

Topografías	Altura de las isohipsas en metros	Cotas en los mapas
1000 mb	- 60, 00, 60, 120, 180, etc.....	-06, 00, 06, 12, 18,.....
850 "	1380, 1440, 1500, 1560,.....	38, 44, 50, 56,
700 "	2940, 3000, 3060, 3120,.....	94, 00, 06, 12,
500 mb	5460, 5520, 5580, 5640,.....	46, 52, 58, 64,.....
300 "	8880, 8940, 9000, 9060,.....	88, 94, 00, 06,.....
200 "	11880, 11940, 12000, 12060,.....	88, 94, 00, 06,.....

esta fueron las cotas usadas también en las primeras transmisiones por facsimili en m. por USA, pero posteriormente han cambiado a otras más próximas a los niveles de vuelo.

dibujarse las líneas en que los espesores o diferencias son 2640 m., 2760 m., ...etc. Las líneas se dibujan sobre la transparencia limpia, se llaman líneas resultantes y constituyen un análisis del espesor entre los dos niveles.

3.- La comprensión de los principios básicos de la substracción gráfica permite al analista aplicar la técnica sin necesidad de calcular los valores en las intersecciones. En la fig. 1, cuando se pasa de A a B, la altura sobre la topografía de 700 mb aumenta en 860 m., pero también le ocurre lo mismo a la altura sobre la superficie de 500 mb. y por ello la diferencia permanece constante e igual a 2700 m. Para que una diferencia permanezca constante cualquier cambio en el minuendo debe ser compensado con un cambio idéntico en el sustraendo. Así por ejemplo: $16 - 9 = 7$; $(16 \pm 2) - (9 \pm 2) = 7$; $8 - 1 = 7$

Por tanto, en la substracción gráfica la línea resultante debe cruzar la intersección de las isoplejas hacia los valores máximos en los mapas o hacia los valores más bajos en los mapas. Esta regla permite dibujar las líneas de substracción sin calcular los valores en cada intersección, cuando se conocen los sentidos de crecimiento. Este enunciado se puede comprobar en la fig. 2 en que se asignado valores típicos a las isoplejas.

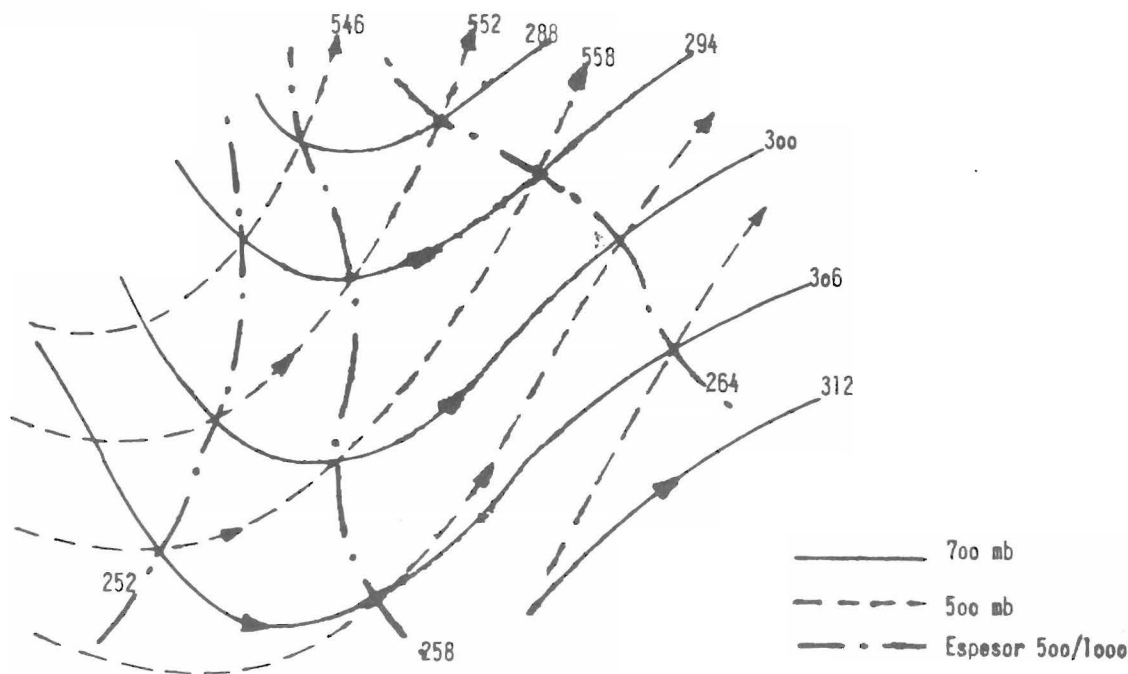


Fig. 2.- Topografía relativa o espesor de la capa entre 700 y 500 mb.

4.- En la práctica, la mayor parte de los mapas incluyen zonas en que la substracción gráfica es mucho más difícil que en los ejemplos anteriores. Hay unas reglas que permiten proceder con confianza en la mayor parte de las situaciones y que se enuncian a continuación:

- Todas las intersecciones de las isoplejas deben ser cruzadas por líneas resultantes
- Las líneas resultantes únicamente pueden cruzar las isoplejas a través de las intersecciones
- Las líneas resultantes deben cruzar las intersecciones de las isoplejas hacia los valores más altos o hacia los valores más bajos en ambos mapas.
- Las líneas resultantes no pueden cruzarse entre sí

5.- Hay otras dos reglas que pueden facilitar considerablemente el análisis en las zonas difíciles. Para usar estas reglas el analista debe visualizar el "sentido de dirección" de las isoplejas. Se toma como sentido de dirección aquel paralelo a la isopleja cuando esta se recorre dejando los valores más bajos a la izquierda (coincide con el movimiento del aire a lo largo de las isobaras o isohipsas en el hemisferio N de acuerdo con la ley de Buys-Ballot). Dichas reglas son las siguientes:

- Existe una línea resultante entre dos isoplejas adyacentes de dos análisis diferentes solo cuando estas dos isoplejas tienen sentidos de dirección opuestos. (Ver fig. 3)
- Hay línea resultante entre dos isoplejas sucesivas del mismo análisis solo cuando estas isoplejas tienen el mismo sentido de dirección. Cuando los sentidos de dirección son opuestos puede haber dos o ninguna pero nunca una línea resultante.

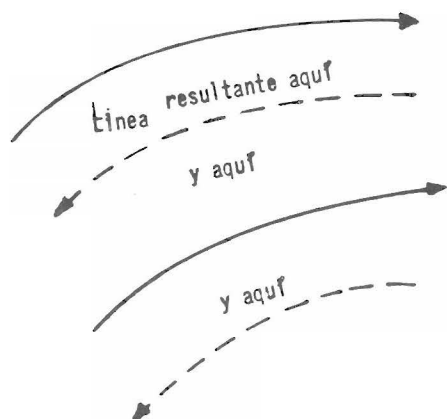


Fig. 3.- Líneas resultantes entre isopletas adyacentes de mapas diferentes

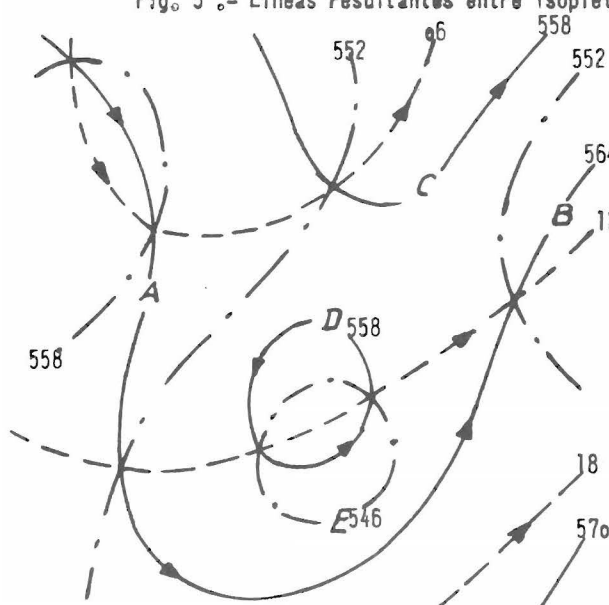
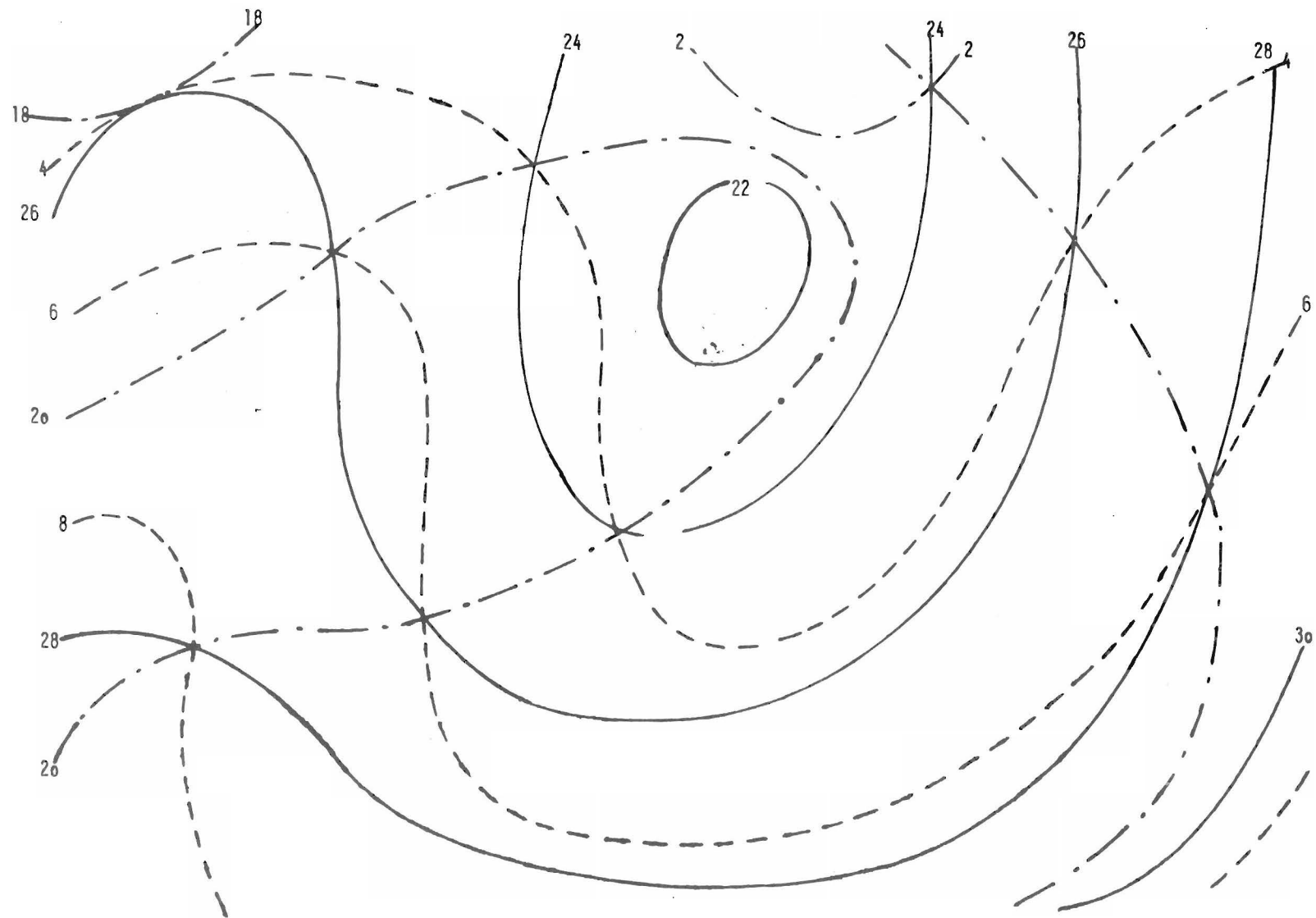


Fig. 4.- Líneas resultantes entre isopletas sucesivas. En el punto E la línea resultante se encuentra entre dos isopletas sucesivas del mismo análisis y de l mismo sentido de dirección. Entre los puntos C y D las isopletas tienen direcciones opuestas y no hay ninguna línea resultante. Entre los puntos A y B, dos isopletas del mismo análisis, direcciones opuestas, se dibujan dos líneas resultantes.

6.- Las siguientes indicaciones pueden ser también de utilidad cuando se realiza la substracción gráfica:

- Usense siempre colores diferentes para cada familia de isopletas y para las líneas resultantes
- Antes de proceder al análisis rotulense cuidadosamente cada familia de isopletas y ponganse las marcas de referencia o situación.
- Los procedimientos gráficos únicamente son posibles cuando los intervalos de las isopletas son los mismos en los dos mapas.
- En las zonas difíciles pueden ser útil esbozar la isopletas de los valores intermedios.
- A veces pueden ser útil el calculo del valor numerico en alguna interseccion pero esto solo debe hacerse en forma muy salteada.
- Las cotas o rotulos de las isopletas deben colocarse en varias zonas del mapa con objeto de facilitar una rapida identificación y no tener que seguirlas hasta los bordes del mapa.
- Las líneas resultantes deben ser suavizadas y espaciadas regularmente de forma analoga a como se hace en otros tipos de analisis de mapas meteorologicos.
- Analizar primero las zonas faciles; si se encuentra alguna dificultad se debe analizar primero las zonas adyacentes y luego aproximarse gradualmente ala area con dificultades.

7.- La figura 5 muestra una substracción gráfica hipotética, ideada para mostrar la aplicación de las reglas precedentes. Los alumnos deben estudiar cuidadosamente cada zona de la figura y tratar de encontrar ejemplos de aplicación de cada regla.



- 6 -

Figura 5. Problema hipotético mostrando la aplicación de la regla de la sustracción gráfica.

isopletas del primer análisis _____ isopletas del segundo análisis _____
 isopletas resultantes - . - . - .

IV.- V I E N T O T E R M I C O (*)

1.- Las observaciones con globos piloto o con rawind para cualquier estacion muestran casi siempre una gran variacion en la velocidad y en la direccion del viento en los distintos niveles sobre la estacion. Esta cizalladura o variacion del viento con la altura no es arbitraria, existe una relacion concreta entre los vientos en dos niveles diferentes. Esta relacion depende del campo de temperatura en la capa de aire entre los dos niveles en que se mide el viento.

2.- El viento térmico es un concepto muy util para medir y comprender el efecto de este campo de temperatura. Puede definirse matematicamente como la diferencia vectorial entre los vientos geostroficos en la cima y en la base de la capa de aire.

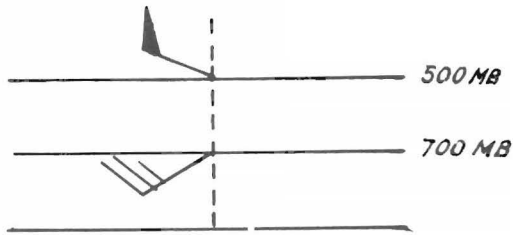


Fig. 1 Seccion transversal del viento geostrofico

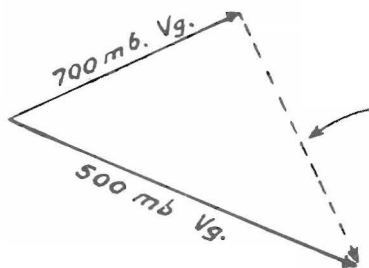


Fig. 2 Determinacion vectorial del viento geostrofico

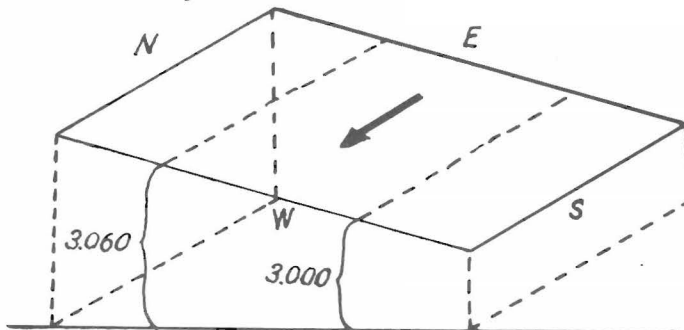


Fig. 3. Viento sobre una superficie isobarica inclinada

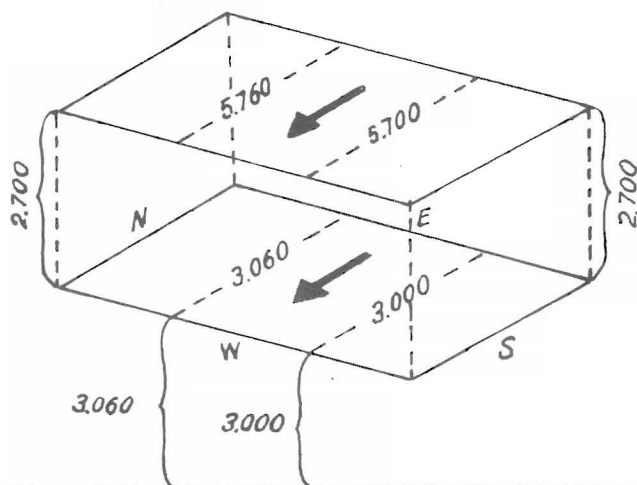


Fig. 4. Vientos identicos en la cima y en la base de una capa de espesor constante (*)

3.- La figura 1 muestra una posible seccion transversal de la atmósfera. El viento térmico en la capa de aire comprendida entre las superficies de 500 y 700 mb se obtiene restando vectorialmente el viento geostrofico a 700 mb del viento geostrofico a 500 mb. Esto se hace en la forma indicada en la figura 2.

4.- El viento térmico debe determinarse de acuerdo con las siguientes reglas:

- Los vectores viento geostrofico deben partir del mismo origen.
- El vector viento térmico es la recta que une los extremos de los dos vectores viento geostrofico.
- La direccion del vector viento térmico es del extremo del viento geostrofico inferior al superior.
- La fuerza del viento térmico es proporcional a la longitud de este vector.

SIGNIFICADO DEL VIENTO TERMICO

5.- El viento geostrofico depende enteramente de la pendiente de la superficie isobarica en ese punto.

6.- La figura 3 muestra una superficie de 700 mb inclinada de norte a sur. Por ello el viento geostrofico a 700 mb debe ser del este. Su fuerza es directamente proporcional a la pendiente de la superficie de 700 mb. a mayor pendiente viento más fuerte.

7.- La fig. 4 muestra la misma situacion descrita en la fig. 3 con adiccion de la superficie de 500 mb. Se supone que la temperatura virtual media es la misma en toda la capa 700-500 mb. La ecuacion hipsometrica muestra que el espesor de la capa entre dos superficies isobaricas depende exclusivamente de la temperatura virtual media de la capa. Por ello en la atmósfera mostrada en la fig. 4 el espesor entre 700 y 500 mb. debe ser constante. En virtud de ello la superficie de 500 mb. debe tener exactamente la misma pendiente que la superficie de 700 mb y, en forma analogica, el viento geostrofico a 500 mb. será exactamente el mismo que ha el viento geostrofico a 700 mb.

8.- Consideremos ahora la atmosfera de la fig. 5. La superficie de 700 mb tiene exactamente la misma pendiente que en las figuras 3 y 4. Sin embargo, en este caso se ha supuesto que hay un fuerte gradiente de temperatura de norte a sur. Puesto que la porcion norte de la capa esta más fria, su espesor debe ser menor que el de la porcion sur que esta más calida. El gradiente de temperatura virtual media es la causa de que la superficie de 500 mb este inclinada con relacion a la superficie de 700 mb y origina el que viento viento a 500 mb. sea diferente del viento a 700 mb.

(*) Adaptaciones de notas del Chanute Training Center. USAF

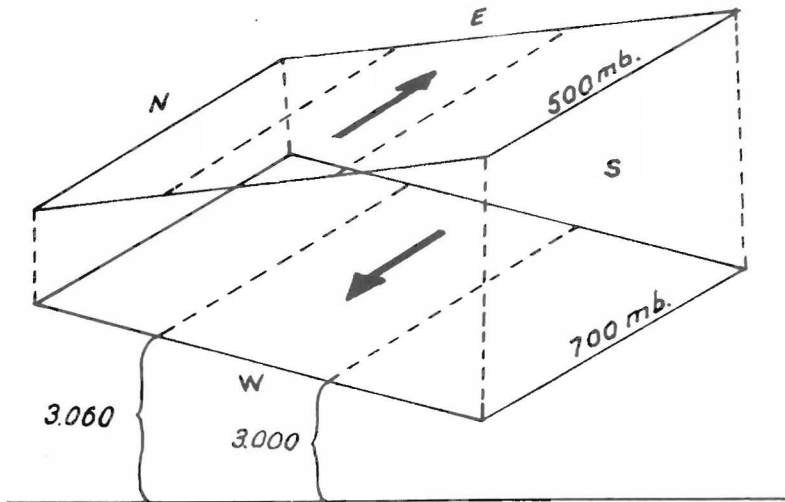


Fig. 5. Efecto del espesor variable sobre el viento

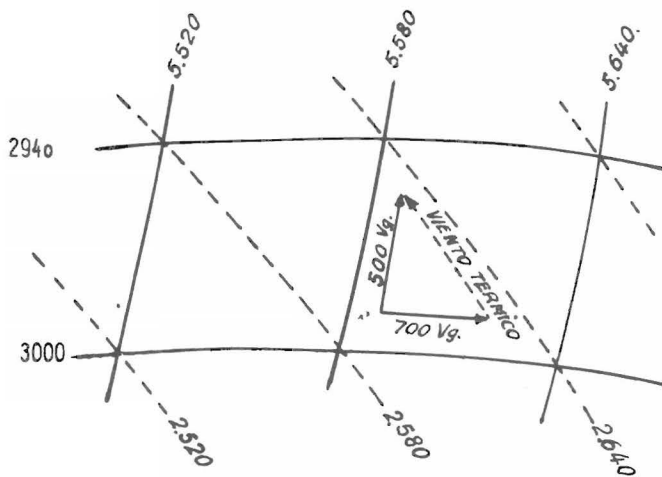


Fig. 6. Substraccion grafica 500-700 mb.

9.- Por definicion, la diferencia vectorial entre los vientos en la cima y la base de una capa es el viento termico en la capa. Entonces, es evidente que habrá una relación estrecha entre el viento termico en una capa y el gradiente de temperatura virtual media en dicha capa. El gradiente de temperatura origina la diferencia entre los vientos. El viento termico mide esta diferencia.

10.- Esta relacion pueden entenderse mejor recordando los principios de la substraccion grafica. La fig. 6 muestra una porcion de la topografia relativa o espesor 500/700 mb (líneas a trazos). Se ha obtenido restando graficamente las isohipsas de 700 mb de las isohipsas de 500 mb. Las líneas a trazos de espesor constante son tambien líneas de temperatura media virtual constante en la capa de 700 a 500 mb. Supongamos que se calcula el viento termico en un punto entre 700 y 500 mb. Esto se ha hecho en el punto A. Por supuesto, los vientos a 700 y 500 mb son paralelos a las respectivas isohipsas. La velocidad del viento es proporcional al gradiente de dichas isohipsas. Analogamente, el viento termico es paralelo a las líneas de espesor y la velocidad del viento termico es proporcional al gradiente de las líneas de espesor. En resumen, el viento termico tiene exactamente la misma relacion con las líneas de espesor constante o de temperatura virtual media que el viento geostrofico con las isohipsas.

Esta relacion se muestra esquematicamente en la fig. 7. La superficie de 500 mb está inclinada con relación a la superficie de 700 mb. La razon de esta inclinacion es el gradiente de temperatura o de espesor en la capa 700-500 mb. Exactamente por la misma razon el viento a 500 mb. es diferente del viento a 700 mb. La diferencia es el viento termico, que mide dos elementos meteorológicos. En primer lugar mide la diferencia vectorial entre el viento geostrofico en la cima y la base de la capa de aire. En segundo lugar, mide la el campo de temperatura en la capa. Obsérvese que las flechas del viento termico en la figura en la figura 7 se extiende desde la base a la cima de la capa 700-500 mb. y esto es muy importante. El viento termico es una medida del campo de temperatura o de la cizalladura del viento geostrofico a traves de toda la capa. No mide las condiciones en un punto.

12.- A continuacion se hace una comparacion de las características de los vientos termico y geostrofico. Se resumen propiedades importantes que deben comprenderse para un uso completo del viento termico

VIENTO GEOSTROFICO

- a.- es el movimiento geostrofico del aire en un punto
- b.- es producido por el gradiente de las isohipsas sobre una superficie isobarica
- c.- es paralelo a las isohipsas dejando los valores bajos a la izquierda
- d.- su velocidad es igual proporcional al gradiente de las isohipsas.

VIENTO TERMICO

- a.- es la diferencia entre el movimiento geostrofico del viento en la cima y la base de una capa
- b.- es producido por el gradiente de espesor o de temperatura virtual media en una capa comprendida entre dos superficies isobaricas.
- c.- es paralelo a las líneas de espesor y temperatura virtual media constante.
- d.- su velocidad es proporcional al gradiente de espesor o de temperatura virtual media.

13.- Estas características hacen posible otro metodo de determinar el viento termico. La misma escala usada para calcular el viento geostrofico sobre una superficie isobarica puede usarse tambien para calcular viento termico sobre una topografia relativa o mapa de espesor. La escala o el compas geostrofico se usan de la misma manera para los dos tipos de viento.

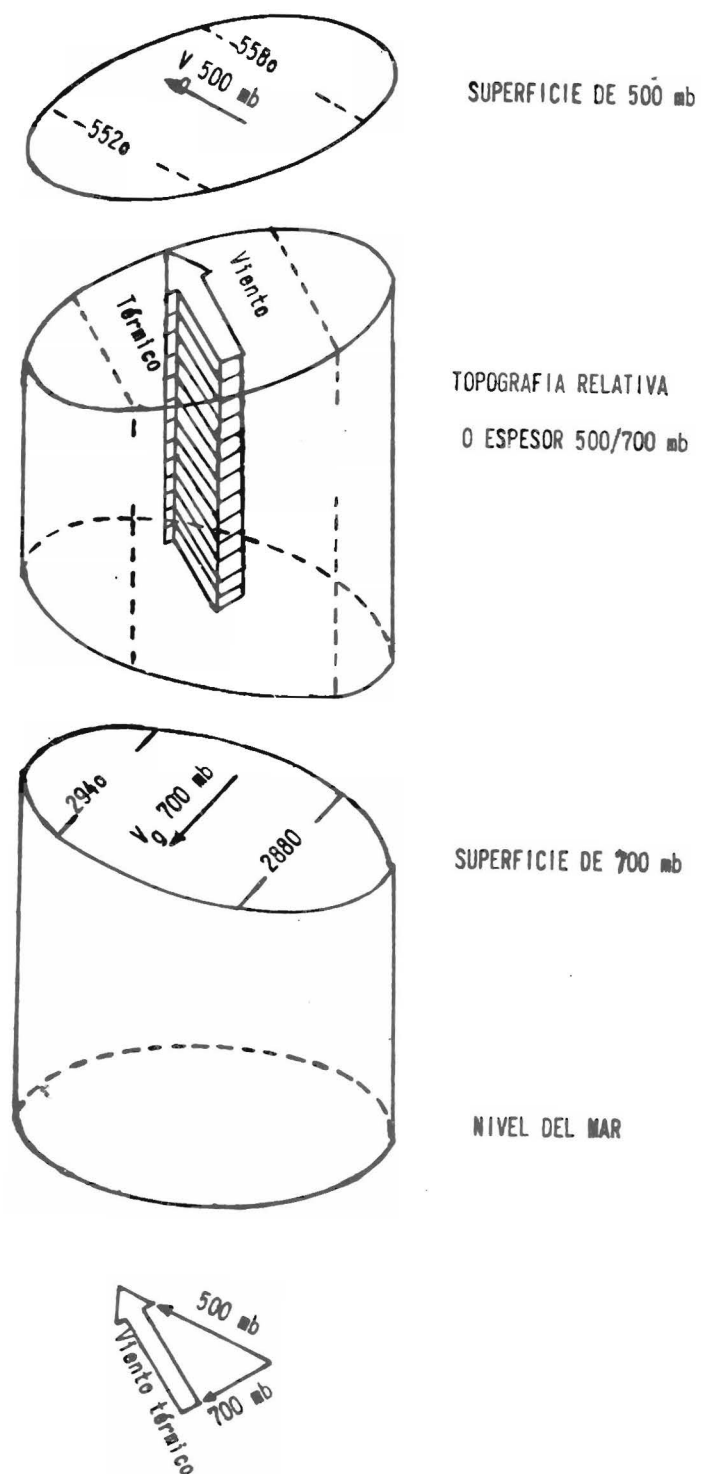


Fig. 7 Relaciones del viento basadas sobre los espesores (temperatura virtual media)

VECTORES DE CIZALLADURA (Shears vectors).

14.- Hasta hemos discutido el viento térmico solamente como diferencia entre vientos geostroficos. Los vientos medidos en la realidad con frecuencia se desvia algo del geostrofico. La diferencia vectorial entre dos vientos reales en la cima y la base de una capa se llama vector cizalladura del viento en la capa. Este vector cizalladura tiene las mismas propiedades que el viento térmico si los vientos reales son aproximadamente geostroficos. Hay cuatro factores que causan el que el viento no sea geostrofico, a saber : rozamiento en la superficie terrestre, curvatura de las isohipsas, movimiento vertical y aceleraciones horizontales. Los dos ultimos tiene importancia en casos aislados, pero los dos primeros intervienen continuamente en los problemas de analisis y en consecuencia se discutiran con algun detalle en los parrafos siguientes.

15.- El rozamiento con la superficie terrestre tiende a retrasar el aire por debajo de la velocidad geostrofica y que el viento sople a traves de las isobaras hacia las bajas presiones. Este efecto es mayor cerca de la superficie terrestre. Disminuye rapidamente en las capas altas. Las medidas del viento tomadas a intervalos frecuentes sobre una estacion muestran un giro horario en el viento con las alturas crecientes a traves de los primeros mil metros. El nivel del gradiente se define como estando justamente encima de la capa afectada por el rozamiento. En la figura 8 se muestra la cizalladura en los vientos de los niveles más bajos.

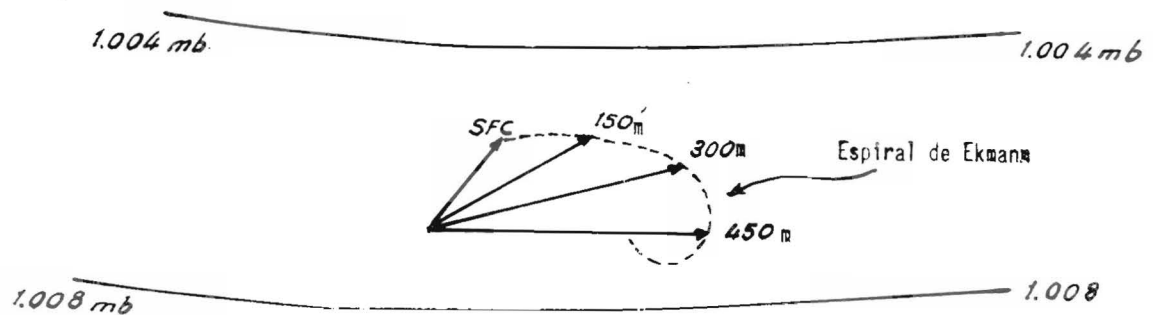


Figura 8. Rozamiento en la superficie y vectores del viento

La línea que une los extremos de los vectores del viento debe formar una curva cuya ecuación se puede deducir teóricamente y que se llama espiral de Ekman. Este efecto es debido enteramente al rozamiento. No depende del campo de temperatura. Sin embargo, conduce a errores en los cálculos del viento térmico basados en vientos de la capa de rozamiento.

16.- La curvatura de las isohipsas también es causa de que el viento sea no-geostrofico. En las áreas donde la curvatura es ciclónica el viento sopla a una velocidad menor que la geostrofica y en las áreas de curvatura anticyclónica a una velocidad mayor que la geostrofica. Esto conducirá a errores cuando tales vientos se utilizan en el cálculo de vientos térmicos

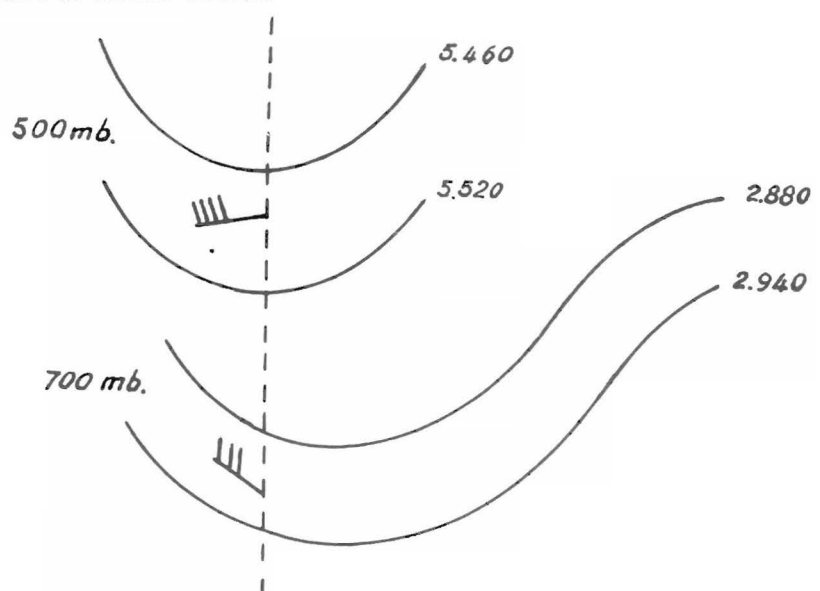


Figura 9 Circulación ciclónica a 700 y 500 mb.

Por ejemplo, supongamos que se quieren calcular los vientos en la estación de la fig.9. Los vientos observados son:

500 mb 270°/45 kts 700 mb 310°/30 kts

sin embargo en este caso ~~en este caso~~ la curvatura es ciclónica en ambos niveles y los vientos medidos serán menores que los geostrofos. A los efectos de este ejemplo supongamos que los vientos geostrofos son:

500 mb 270°/45 kts ; 700 mb 310°/35 kts. La fig. 10 muestra la diferencia ~~maxima~~ entre el vector cizalladura y el vector viento térmico.

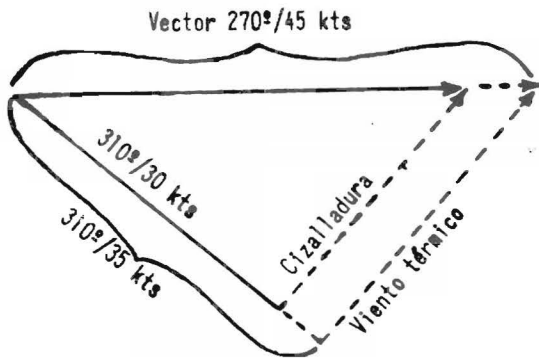


Fig.10. Viento térmico y cizalladura

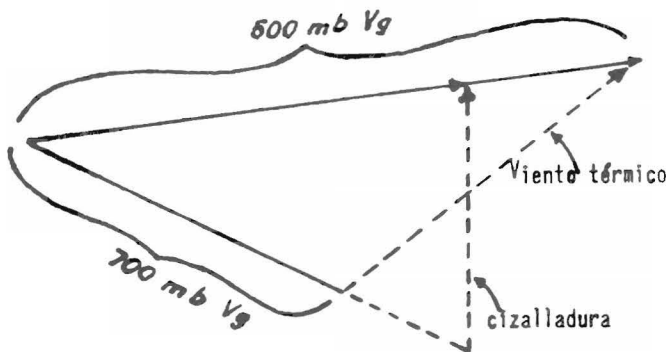


Fig. 11. Viento térmico y cizalladura

17.-En el ejemplo anterior la diferencia entre el viento térmico y la cizalladura es despreciable.

Sin embargo son posibles grandes diferencias. Supongamos, por ejemplo, que una capa 500-700 mb tiene curvatura ciclónica en las isohipsas de 500 mb y curvatura anticiclónica en las de 700 mb. El viento real a 500 mb. será mas debil que el geostrofico y el viento real a 700 mb será más fuerte que el geostrofico. La fig. 11 muestra la diferencia entre el viento termico y la cizalladura.

18.-El caso extremo discutido en la fig.11 ocurre muy raramente en la realidad, al menos para espesores de 10,000 pies (3,000 m.) o menores. En consecuencia, la cizalladura se usa en diversos analisis (y en muchas partes de estas notas) como idéntica al viento térmico. Sin embargo, esto debe admitirse con reservas. La cizalladura es muy dudosa en aquellas áreas con vientos flojos.

19.- Los ejemplos discutidos anteriormente se refieren a la capa 500-700 mb. En realidad, el concepto de viento térmico es aplicable a cualquier capa comprendida entre dos superficies isobaricas situadas por encima del nivel del gradiente

V.-FORMAS SENCILLAS DE LAS ECUACIONES DE LOS VIENTOS GEOSTROFICO Y TERMICO por S.L. HEES

En el curso del análisis de topografías absolutas y relativas (espesores) en las latitudes medias hay dos cálculos numéricos básicos que se realizan innumerables veces, a saber, el cálculo del viento geostrofico y el cálculo del viento térmico. Por ejemplo, se necesita una gran práctica para adaptar el espaciado de las isohipsas con la velocidad observada del viento así como con la orientación de las mismas con la dirección del viento. Sin embargo, el autor está seguro que la mayoría de los analistas estarán de acuerdo en que tienen en cuenta mucho más la dirección que la velocidad del viento. La razón para ello no se encuentra en una menor exactitud en la aproximación geostrofica para la velocidad del viento, sino más bien en la resistencia de un analista rápido en emplear tiempo para utilizar un nomograma, un artificio mecánico, o realizar un cálculo numérico. El objeto de esta nota es señalar un procedimiento numérico sencillo que simplifica sensiblemente el cálculo del viento geostrofico y del viento

to térmico y que no parece haber sido aplicado hasta ahora.

La ecuación del viento geostrófico puede escribirse:

$$V_g = (g/f)(dz/dn) \quad (1)$$

donde V_g es la velocidad del viento geostrófico, g la aceleración de la gravedad, f la fuerza de Coriolis, z la altura geopotencial de una superficie isobárica y n la distancia normal a la isohipsa. Si se reduce la ecuación (1) a una forma de diferencia numérica para la latitud de 45° , tomando V_g en kts., intervalo $dz = 60$ m. y sustituyendo valores acordes para f y g (ver parte I de esta Nota), se obtiene con gran exactitud:

$$V_g = \frac{100}{dn} \quad (2)$$

En esta fórmula dn es la distancia normal en grados de latitud que separa las isohipsas de 60 m. Por tanto, para los usos prácticos, el factor de proporcionalidad entre V_g y dn es 100, y la determinación numérica de una de estas magnitudes es simplemente cuestión de hallar el inverso de un número que puede hacerse mentalmente sin gran dificultad.

Queda sin embargo el problema de la variación de f con la latitud. Si se quiere solamente un cálculo aproximado es suficiente despreciar esa variación. La ecuación (2) es correcta con un error menor del 20% entre las latitudes de 35° y 60° . Para una mayor exactitud y un intervalo más amplio de latitudes, se puede corregir el resultado obtenido a partir de la ecuación (2) restando un uno por ciento de V_g por cada grado de latitud hacia el polo a partir de los 45° y sumando también un uno por ciento de V_g por cada grado de latitud hacia el ecuador a partir de los 45° . Entonces la exactitud es máxima en las proximidades de los 45° y el resultado es correcto con error menor del 20% entre los 30° y el polo.

Puesto que es bien conocido que la ecuación del viento térmico es muy análoga a la del viento geostrófico, será posible obtener un resultado similar para el viento térmico. Para hacerlo consideremos las ecuaciones del viento térmico

$$\frac{\partial u}{\partial p} = \frac{R}{f p} \cdot \frac{\partial T}{\partial y} \quad \text{y} \quad \frac{\partial v}{\partial p} = -\frac{R}{f p} \cdot \frac{\partial T}{\partial x} \quad (3)$$

donde x e y son las coordenadas cartesianas horizontales, u y v las componentes de la velocidad geostrófica en las direcciones x e y respectivamente, p la presión, R la constante de los gases para el aire seco, T la temperatura virtual, que es aproximadamente la temperatura real y las derivaciones con relación a x e y se realizan sobre la superficie isobárica. Operaremos únicamente con la componente u , para la v se haría análogamente. Si integramos la (3) con respecto a la presión entre dos niveles p' y p'' , se obtiene:

$$\int_{p'}^{p''} \frac{\partial u}{\partial p} dp = \frac{R}{f} \int_{p'}^{p''} \frac{T}{p} \cdot \frac{dp}{p} \quad \text{o sea} \quad u'' - u' = \Delta u = \frac{R}{f} \frac{\partial}{\partial y} \int_{p'}^{p''} T d(\ln p) \quad (4)$$

En estas fórmulas, u'' y u' son los valores de u en los niveles respectivos p' y p'' . Sin embargo, la ecuación hidrostática y la ecuación de estado dan

$$\frac{dp}{dz} = -g = -\frac{pg}{RT} \quad \text{de modo que} \quad T d(\ln p) = -(g/R) dz \quad (5)$$

Sustituyendo la (5) en la (4) nos da:

$$\Delta u = -\frac{g}{f} \cdot \frac{\partial}{\partial y} \int_{p'}^{p''} dz = -\frac{g}{f} \cdot \frac{\partial}{\partial y} (z'' - z') \quad \text{ó} \quad \Delta u = -(g/f) \left[\partial(\Delta z) / \partial y \right] \quad (6)$$

análoga en su forma a la ecuación (1). Así existe la misma relación entre la cizalladura del viento geostrófico y el espesor de una capa isobárica que entre la magnitud del viento geostrófico y la altura de una superficie isobárica. Cuando se aplica la (6), a la latitud de 45° , con u expresada en kts. y trazamos las líneas de espesor a intervalos de 60 m., será

$$\Delta u = -100/dy \quad \text{y} \quad \Delta v = 100/dx$$

donde las distancias entre las líneas de espesor, se medirán en grados de latitud.

Estas ecuaciones de las componentes significan que, para obtener el valor de la cizalladura del viento, sencillamente se divide 100 por el espaciado lateral de las líneas de espesor. La dirección de la cizalladura será, como siempre, paralela a las líneas de espesor con los valores bajos a la izquierda en el hemisferio norte.

Obsérvese que estos resultados son independientes de los valores de la presión en las dos superficies isobáricas que limitan la capa. Así este resultado numérico sencillo se aplica al cálculo del viento térmico entre dos superficies isobáricas cualesquiera. Las correcciones para otras latitudes son las mismas que en el caso del viento geostrófico.

VI.- APLICACIONES DEL VIENTO TÉRMICO

1.- Definiciones

a.- Viento térmico. Es el vector diferencia de dos vientos geostróficos a diferentes altitudes sobre un mismo punto.

b.- Cizalladura del viento (wind shear). Es el vector diferencia de dos vientos observados a diferentes altitudes. Si los vientos observados son geostróficos, la cizalladura y el viento térmico son idénticos. Para usos prácticos, en la troposfera superior, la cizalladura se considera equivalente al viento térmico a menos que uno o los dos vientos observados se encuentren en una región de curvatura ciclónica o anticiclónica acentuada.

2.- Hipótesis

Las aplicaciones discutidas a continuación se basan en las siguientes hipótesis:

a.- El viento térmico es uniforme en la vertical a través de la troposfera superior; es decir, las distribuciones de las isotermas a 700, 500 y 300 mb. son muy semejantes.

b.- Los vientos observados son aproximadamente geostróficos (esta hipótesis es práctica excepto en áreas de mucha curvatura donde se pueden introducir errores de magnitud variable). La corrección por curvatura no se discute en esta publicación.

3.- El triángulo vectorial.- La relación entre la cizalladura (viento térmico) a través de una capa se muestran en el siguiente triángulo vectorial y las ecuaciones que le acompañan:

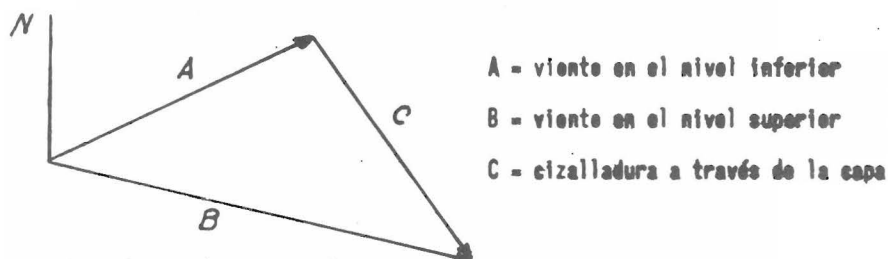


Fig. 1.- Triángulo vectorial

Ecuación (1): $\vec{A} + \vec{C} = \vec{B}$ (viento inferior + cizalladura = viento superior)

" (2): $\vec{B} - \vec{C} = \vec{A}$ (viento superior - cizalladura = viento inferior)

" (3): $\vec{B} - \vec{A} = \vec{C}$ (viento superior - viento inferior = cizalladura)

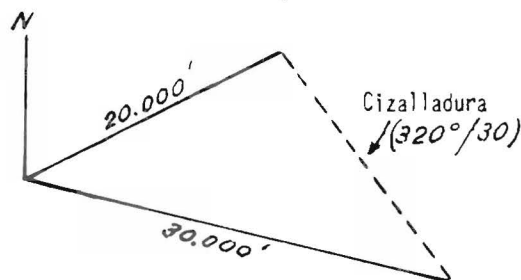
4.- Aplicaciones

a.- Cálculo de vientos a varios niveles usando los vientos en dos niveles fijos

(1) Frecuentemente es necesario calcular el viento a un nivel del que no hay observación. Consideremos que un piloto pide el viento a 26,000 pies (8) sobre un punto y que se dispone de los vientos más próximos: a 20,000 pies, 240°/30 kts. y a 30,000 pies, 280°/46 kts.

(8) Se expresan las alturas en miles de pies por su concordancia con los niveles de vuelo; el paso a metros se hace suponiendo 1,000 pies = 300 m.

(2) En la fig. 2 la cizalladura entre los dos niveles resulta $320^\circ/30$ kts. (ec. 3). Esta cizalladura es paralela a las isotermas medias, suponiendo los vientos geostroficos. Utilizando la hipótesis de que



el campo térmico es constante a través de la capa, la dirección de la cizalladura a través de la capa será la misma, en este caso 320° . La magnitud de la cizalladura a través de una capa depende del espesor de la capa. En el caso de nuestro ejemplo, la cizalladura a través de un estrato de 2,000 pies será $1/5$ de la cizalladura total.

Fig.- 2.- Cizalladura 20,000/30,000 pies

(3) La figura 3 muestra la cizalladura dividida en 5 partes iguales, representando cada una la cizalladura en 2,000 pies. El viento para cualquier nivel entre 20,000 y 30,000 pies está representado por

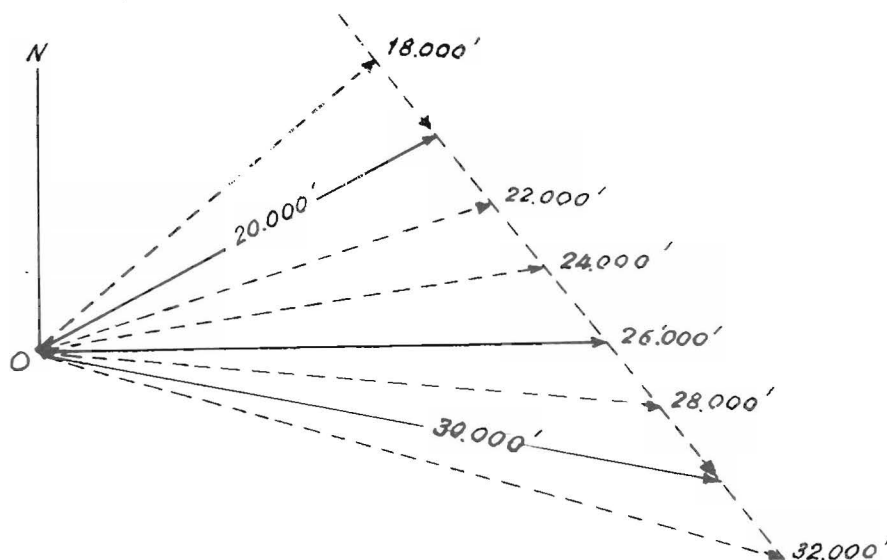


Fig. 3.- Cizalladura dividida en estratos

el vector que une el origen O con el punto correspondiente del vector cizalladura. Así, a 26,000 pies el viento será $268^\circ/38$ kts.

(4) La figura 3 muestra también cómo pueden ser calculados los vientos a una pequeña distancia por arriba y por abajo de una capa considerada. Así se obtienen los vientos a 18,000 y 32,000 pies extrapolando la cizalladura en cada dirección y trazando después los vectores a partir de O en la forma indicada.

b.- Extrapolación de los vientos por encima o por debajo de una superficie isobárica

(1) Es posible determinar la cizalladura a través de un espesor dado usando la distribución de las isotermas sobre una superficie isobárica (topografía absoluta). Utilizando la hipótesis de que el campo térmico es uniforme en la vertical, la distribución de las isotermas a 500 mb, deberá tener la misma configuración que la de isotermas medias (estrictamente que la configuración de las líneas de espesor o temperatura virtual media) para la capa dada en la proximidad de 500 mb. Puesto que el viento térmico (y análogamente la cizalladura) a través de la capa depende del gradiente de las isotermas medias, parece que la cizalladura puede determinarse a partir de las distribuciones de las isotermas en un nivel dado, digamos 500 mb.

(2) Se usa la Escala de Viento Geostrófico (EVG) o el compás geostrófico para determinar el viento geostrófico en el punto considerado a partir del espaciado de las isohipsas. También puede usarse la EVG para

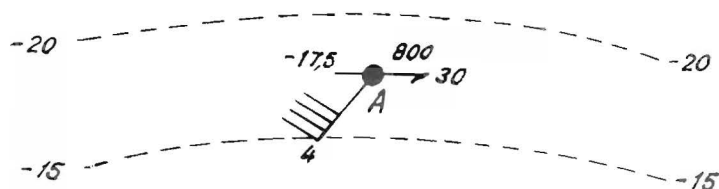


Fig.- 4. Análisis de isotermas a 500 mb.

ra determinar la magnitud de la cizalladura en la proximidad de un nivel dado. Si la EVG está calculada para intervalo de 60 m. entre las isohipsas y el intervalo de las isotermas es 5 °C, con la EVG o el compás se mide la cizalladura en un estrato de 3.000 m. Con dicha EVG para otros intervalos de temperatura el espesor del estrato es:

Intervalo de isoterma	Espesor del estrato
4 °C	3.750 m. 12.500 piés
3 °C	5.000 m. 16.666 "
2,5 °C	6.000 m. 20.000 "

(3) Problema en la estación A: Calcular el viento a 23.000 piés:

(a) Supongamos que, colocada la EVG sobre las isotermas (es más cómodo el uso del compás geostrófico), da una lectura de 30 kts., entonces el valor de la cizalladura en la capa de 10.000 piés es 3 kts. por cada 1.000 piés. La dirección de la cizalladura es paralela a la isoterma en la estación A con el aire frío a la izquierda. En este caso es 270°, y la cizalladura 270°/3 kts. por 1.000 piés y, por tanto 270°/15 kts. de 500 mb. a 23.000 piés.

(b) Para obtener el viento a 23.000 piés sumamos esta cizalladura (270°/15 kts.) al viento a 500 mb., como se muestra en la figura 5, resultando un viento a 23.000 piés de 233°/51 kts.

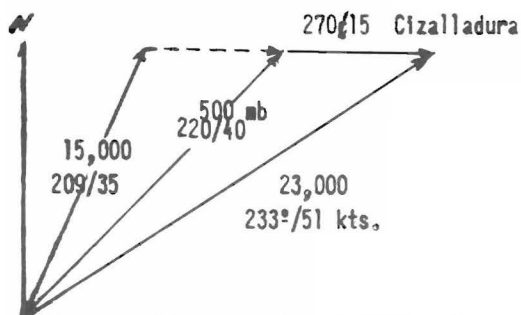


Fig. 5.- Obtención del viento a niveles superiores e inferiores sumando o restando la cizalladura.

(4) Los procedimientos anteriores son muy confiables cuando son válidas las hipótesis. En cambio si la extrapolación se hace a través de la tropopausa o de una inversión frontal no son confiables.

c.- Espaciado y orientación de las isotermas sobre una superficie isobárica

(1) En las áreas en las que los datos son escasos y dispersos, es frecuentemente difícil llegar a un análisis exacto de las temperaturas. Pueden resultar diferentes distribuciones de las isotermas cuando el análisis se realiza sólo a partir de pocos valores de las temperaturas. Se puede aumentar la exactitud si el analista usa una técnica para el espaciado y orientación de las isotermas, además de los valores observados de las temperaturas. Se pueden usar para ello algunos vectores cizalladura.

(2) Las isotermas sobre una superficie isobárica situada en el centro de una capa son una buena aproximación de las isotermas medias de la capa. Por ejemplo, las isotermas a 500 mb. son una buena aproximación de las isotermas medias en la capa de 16.000 a 20.000 piés. Puesto que la cizalladura (hablando estrictamente, el viento térmico) en la capa depende de la orientación y espaciado de las isotermas medias, la distribución de isotermas a 500 mb. debe ser concordante con la cizalladura observada. Esto significa

que las isothermas deberán ser paralelas al viento térmico con el aire cálido a la derecha. El espaciado depende de la fuerza del viento térmico por unidad de espesor considerado.

(3) Puede usarse la EVG o el compás geostrofico para obtener el espaciado de las isothermas cuando se conoce el viento térmico. Supongamos que se tiene un viento térmico de $320^\circ/20$ kts. (16,000 a 20,000 piés) y que la temperatura a 500 mb. es -24°C . Véase la fig. 6. El viento térmico será $320^\circ/2,5 \times 20 = 50$ kts. Como se ha indicado anteriormente, el espaciado para isothermas de 5°C se obtiene con el compás geostrofico a partir de esta velocidad.

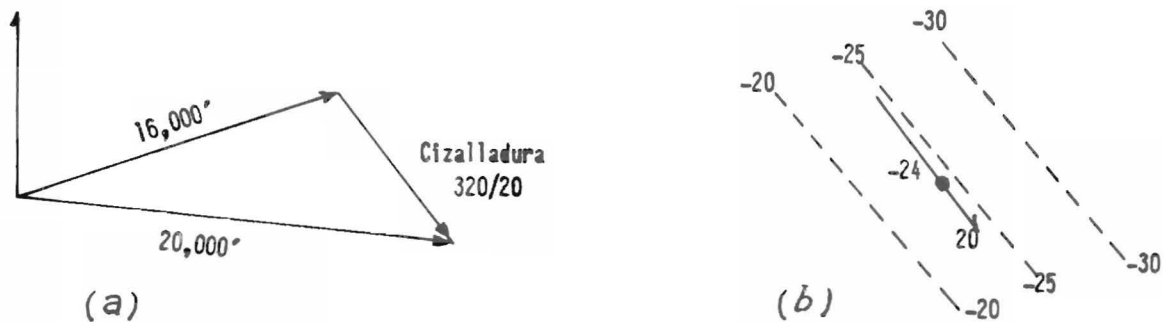


Fig. 6.- Usando el viento térmico (20 kts. para 16,000/20,000 piés) se obtiene la orientación y el espaciado de las isothermas a 500 mb.

(4) En el análisis a 700 mb. debe utilizarse el viento térmico entre 8 y 12,000 piés, en la misma forma explicada en el párrafo anterior. Sin embargo, cuando se hace el análisis a 850 mb. el valor del viento térmico entre 4 y 6,000 piés hay que multiplicar por 5 en lugar de 2,5 (porque la capa tiene un espesor la mitad que la anterior) y obtener el valor que con el compás geostrofico permita hallar el espaciado de las isothermas.

(5) Advertencia: La dirección de un viento térmico cuando la fuerza es inferior a 2,5 kts. por 1,000 piés puede ser muy dudosa, excepto en indicar un gradiente de temperatura muy débil. La dirección de un viento térmico poco superior a 1,5 kts. por 1,000 piés puede ser también dudosa si este viento térmico se basa en vientos flojes o variables. Esto es verdad especialmente en las latitudes bajas con vientos flojes.

d.- Espaciado y orientación de las líneas de espesor en un análisis de espesores (topografías relativas)

(1) La técnica del análisis diferencial implica el análisis de mapas de espesores sobre los que se han transcrito los vientos térmicos y los datos de espesor disponibles.

(2) El espaciado de las líneas de espesor en las proximidades de un viento térmico se determina en función de la fuerza del mismo. Si esta es de 30 kts./10,000 piés, las isohipsas de espesor tendrán el mismo espaciado determinado con el compás geostrofico (para intervalos de 60 m. o 200 piés en las isohipsas).

(3) Las líneas de espesor constante se dibujarán paralelamente al viento térmico con los espesores más altos (aire cálido) a la derecha.

(4) En forma más precisa, el viento térmico debe usarse para espaciar y orientar las isohipsas en los mapas de espesor (topografías relativas). Sin embargo, no es posible determinar el viento térmico en un punto solamente a partir de los vientos observados. La cizalladura se toma como una aproximación del viento térmico. Esta es una aproximación justificada excepto en aquellas áreas en las que hay una diferencia notable entre los vientos observados y los geostroficos, como en áreas de mucha curvatura ciclónica o anticiclónica. En dichas áreas debe aplicarse una corrección cualitativa.

VII.- USO DEL CONCEPTO DE VIENTO TÉRMICO EN EL ANÁLISIS DE ISOTERMAS EN ALTURA

1.- Variación del viento geostrófico con la altura; la ecuación del viento térmico.- Puede verse fácilmente de las observaciones diarias que la velocidad del viento continúa variando por encima de la capa de rozamiento. Esta variación es debida a la distribución horizontal de la temperatura. Si examinamos la variación del viento geostrófico con la altura en una capa dada, se observa que esta variación está relacionada directamente con el espaciado y la orientación de las isotermas medias en la capa (en rigor, de las isofleas de temperatura virtual media; sin embargo, en la atmósfera superior puede desprejiciarse el incremento de temperatura virtual). El vector diferencia entre los vientos geostróficos en los dos niveles se llama VIENTO TÉRMICO para aquel intervalo de alturas. Así, el viento térmico no es un viento que sopla realmente en la atmósfera; más bien, representa la diferencia entre los vientos geostróficos en los dos niveles.

La dirección del viento térmico es paralela a la de las isotermas medias de la capa con el aire frío a la izquierda (cuando se mira corriente abajo).

La velocidad del viento térmico es directamente proporcional al gradiente de temperatura media en la capa.

En resumen, se observa que el viento térmico es al gradiente horizontal de temperatura media como el viento geostrófico es al gradiente horizontal de presión o de altura.

La fórmula del viento térmico en una capa es:

$$V_t = \frac{g}{f} \frac{\Delta T}{\Delta N} (z_2 - z_1)$$

donde: $V_t = (V_2) - (V_1)$ = viento térmico; g aceleración de la gravedad; f parámetro de Coriolis; T temperatura media de la capa; $\Delta T / \Delta N$ gradiente horizontal de temperatura media; $(z_2 - z_1)$ espesor de la capa.

2.- El viento térmico y la cizalladura.- Diferencia básica entre estos dos conceptos referentes a una misma capa consiste en que la cizalladura es la diferencia vectorial de dos vientos observados y el viento térmico de dos vientos geostróficos. Por ello este es un caso particular de aquél. Si las velocidades del viento en los dos niveles son geostróficas, ambos vectores coinciden. En algunos casos en los que la curvatura de las isohipsas cambia rápidamente con la altura, puede haber grandes diferencias entre el viento térmico y la cizalladura en la capa, sin embargo, a los efectos prácticos en la mayor parte de los casos se puede suponer idénticos a los dos vectores.

3.- El uso de los datos verticales del viento térmico.

a.- Transcripción de los datos de cizalladura.- Se ha mostrado anteriormente que el viento térmico (o cizalladura del viento) en una capa está directamente relacionado con el gradiente de la temperatura media de la capa. En la práctica se ha encontrado que la cizalladura del viento entre 16 y 20,000 piés puede usarse como ayuda para analizar las isotermas de 500 mb., pues está aproximadamente en la posición media de dicho estrato, es decir, el gradiente de temperatura a 500 mb. coincide aproximadamente con el gradiente de temperatura media entre 16 y 20,000 piés. Los vectores cizalladura entre 8 y 12,000 piés pueden usarse en el análisis de temperaturas de 700 mb.

b.- Determinación de la orientación de las isotermas.- La distribución de isotermas a 700 y 500 mb. se orienta de acuerdo con las cizalladuras transcritas sobre el mapa. Sobre tierra, donde hay una red relativamente tupida de observaciones, la cizalladura no se usa explícitamente para la determinación de las isotermas; sin embargo, sobre los océanos, los vectores cizalladura calculados son de considerable valor en el dibujo de las isotermas. Velocidades de menos de 10 kts. pueden no ser significativas, pero cuando las cizalladuras exceden de este valor, tiene particular interés en el análisis de isotermas. Sin embargo, debe decirse que las cizalladuras y las temperaturas observadas no son las únicas guías en el dibujo de las isotermas en los niveles superiores. En todo caso debe buscarse una continuidad razonable de un mapa con los anteriores y una concordancia razonable entre los diversos niveles.

c.- Determinación del espaciado de las isotermas con el uso de la EVG o del compás geostrófico.- Puesto que la ecuación entre el viento térmico y el gradiente de temperatura es muy semejante a la ecuación del viento geostrófico, es posible usar la EVG o el compás geostrófico para calcular el

espaciado de las isotermas para un viento térmico dado. Consideremos la ecuación del viento geostrofico:

$$V_g = \frac{g}{f} \frac{\Delta Z}{\Delta N_c} \quad (1), \text{ donde } \Delta Z = 60 \text{ m., y } \Delta N_c = \text{el espaciado de las isohipsas}$$

y la ecuación del viento térmico:

$$V_t = \frac{g}{fT} \frac{\Delta T}{\Delta N_t} (z_2 - z_1) \quad (2), \text{ donde } \Delta N_t = \text{espaciado de las isotermas; } z_2 - z_1 = \text{intervalo de altura de 1.000 piés (300 m.)}; \text{ suponiendo iguales los dos espacios y dividiendo (2) por (1), queda:}$$

$$V_t = \frac{25}{T} V_g \quad (\text{para una capa de 1.000 piés ó 300 m.}), \text{ así } V_t = K V_g$$

donde V_g se puede obtener usando la EVG o el compás geostrofico con las isotermas a intervalos de 5°C . El valor de $K = 25/T$, se puede tomar con suficiente exactitud para los análisis prácticos como igual $1/10$ para cada intervalo de 1.000 piés. Si el intervalo de altura es 4.000 piés (1.200 m.), el viento térmico es cuatro décimas del valor leído en el compás geostrofico.

Con objeto de calcular el espaciado de las isotermas a intervalos de 5°C a partir de los vientos térmicos transcritos, es necesario calcular primero V_g y después usar el compás geostrofico para determinar el espaciado de las isotermas. Debe recordarse que los vientos térmicos transcritos sobre los mapas de 500 y 700 mb. representan la variación del viento en capas de 4.000 piés ($K = 4/10$). El procedimiento usado para determinar el espaciado de las isotermas de 5°C sobre estos mapas en particular, es como sigue:

- (1) Calcular V_g multiplicando el viento térmico por 2,5, en efecto: $V_g = V_t/K = 2,5 V_t$
- (2) A partir de este valor de V_g , y usando el compás geostrofico, hallar el espaciado de las isotermas para la latitud correspondiente.

Ejemplo: Hay un viento térmico del Norte de 20 kts. a 40°N . $V_g = 2,5 \times 20 = 50$ kts. Usando el compás geostrofico o la fórmula de Hess resulta un espaciado de las isotermas de $2,2^\circ$ de latitud. La orientación de las isotermas es Norte-Sur, dejando el aire frío al Este.

4.- Uso de los vientos térmicos en análisis de mapas de espesor (o topografías relativas)

a.- Transcripción de los datos de viento térmico y uso de las escalas de vientos. - El mapa de espesor o topografía relativa es un mapa tal que, por ej., cuando se suma gráficamente a la topografía de 1.000 mb. se obtiene una topografía absoluta en altura. Para usos prácticos, la topografía relativa o mapa de espesor 500/1.000 mb. es un mapa conveniente para aplicar la técnica de análisis diferencial en la construcción de la topografía absoluta de 500 mb. Sin embargo, cuando se dispone de tiempo se recomienda el uso sucesivo de las topografías relativas 700/1.000 y 500/700.

Los valores de los espesores, y de los vientos térmicos, se transcriben sobre un mapa básico de trabajo cuya proyección y escala debe ser la misma que la de todos los demás mapas usados en el análisis diferencial de una situación dada. Los datos en altura se deducen de las observaciones en altura restando la altura de la superficie inferior de la de la superior y transcribiendo el resultado en metros. También se calculan algunos espesores por extrapolación vertical, especialmente a partir de datos al nivel del mar.

Los vientos térmicos se deducen restando vectorialmente el viento en la capa inferior del viento en la capa superior. A causa del rozamiento en la superficie, se usan los vientos a 2.000 piés (600 m.) en lugar de los vientos a 1.000 mb. Para los fobos pilotes y raras se usan los vientos a 10.000 piés (3.000 m.) y 18.000 piés (5.400 m.) en lugar de los vientos a 700 y 500 mb. respectivamente. Estos vientos térmicos se usan para determinar la orientación y el espaciado de las isohipsas de espesor de la capa.

El espaciado de las isohipsas de espesor a intervalos de 50 m. puede calcularse fácilmente usando la EVG o el compás geostrofico.

VIII.-ANÁLISIS DE ISOTACAS.- ANÁLISIS DE VIENTOS MÁXIMOS.-ANÁLISIS DE LINEAS DE CORRIENTE

A.-Análisis de isotacas

1.-Indicaciones generales

a.- Usar la continuidad - análisis previos de isotacas y también los mapas intermedios. Los centros de máxima y mínima se mueven con una velocidad aproximada del 40% de la velocidad del viento; y aunque algunas veces permanecen estacionarios ~~por un tiempo~~ por un tiempo que puede llegar a las 24 horas, nunca retroceden.

b.-Analizar primero 500 mb que 300 mb

(1) Siempre hay más datos a 500 mb y se obtiene un análisis más exacto.

(2) El análisis de isotacas a 500 mb da información útil sobre la localización de los máximos y mínimos de viento y el eje del chorro

(3) Cuando sea necesario calcular el viento a 500 mb

c.-Consultar el análisis de isotermas de 200 mb cuando se disponga de él.

(1) El eje del chorro es ordinariamente paralelo a las isotermas de 200 mb.

(2) Cuando el chorro está debajo de 200 mb ordinariamente se encuentra situado debajo de la agrupación de las isotermas en 200 mb con el aire frío a la derecha y el aire cálido a la izquierda mirando corriente abajo.

d.-La tropopausa puede servir de ayuda en la localización del chorro

(1) La altura más frecuente del núcleo del chorro se encuentra estadísticamente justamente debajo de la tropopausa predominante.

(2) El chorro está generalmente cerca pero ligeramente al sur de la discontinuidad de temperatura en la tropopausa de 300 mb y de la línea de rotura de la tropopausa en el mapa de tropopausa

(3) Puesto que los ejes de las vaguadas y de las bajas corrientemente se inclinan hacia el norte, la línea de vientos máximos a 300 mb deberá estar por encima o ligeramente al norte de la línea de vientos máximos a 500 mb.

(4) También a 200 mb la línea de vientos máximos estará generalmente por encima o ligeramente al sur de la línea de vientos máximos a 300 mb.

2.-Algunas directrices en el análisis de isotacas

a.-Las isotacas de las velocidades más altas son generalmente paralelas a las isohipsas y tiene forma elíptica

b.- Las isotacas de velocidades bajas cruzan las isohipsas bajo ángulo grandes

c.- Ordinariamente el chorro cruza las isohipsas hacia los valores bajos corriente arriba del centro de viento máximo y hacia los valores bajos corriente abajo.

d.- En las áreas con vientos flojos apoyarse en los vientos observados

e.- En las áreas con vientos fuertes apoyarse en los vientos observados si sus velocidades son mayores que las de los calculados. En caso contrario referirse a los vientos observados únicamente si el equipo de observación es de gran precisión.

f.-La cizalladura vertical del viento entre 500 y 300 mb rara vez es mayor que 80 kts.

3.-Procedimiento a seguir

A.-Copiar el chorro en el mapa actual de 500 mb sobre una "transparencia"(o sobre un mapa en blanco) junto con los máximos a 300 mb, en el mapa anterior. Indicar también los ejes del chorro del mapa anterior de 300 mb que no aparezcan a 500 mb. Estos se encuentran generalmente durante el verano en las latitudes medias y todo el año en las latitudes bajas.

b.- Copiar las velocidades de los vientos observados sobre los círculos de las estaciones. Si hay vientos cerca del nivel requerido transcribirlos o calcular los vientos a dicho nivel a partir de ellos.

c.- Calcular los valores del viento cuando sea necesario.

d.- Esbozar un eje preliminar del chorro a 300 mb encima o ligeramente a la izquierda (mirando corriente abajo) del eje a 500 mb.

e.- Empezar donde hay muchos datos.

f.- Dibujar primero la isotaca de 50 kts y después la isotaca de 25 kts.

g.- Colocar una letra "D"(DEBIL) en las regiones en que la velocidad es menor que 25 kts

h.- Dibujar las isotacas con valores mayores de 50 kts a intervalos de 25 kts.

j.- Colocar la letra "J" en los centros de máxima velocidades máximas más altas.

j.-Dibujar el eje del chorro indicando su localización con una línea gruesa en rojo o púrpura; dibujar los

los chorros secundarios en líneas gruesas a trazos del mismo color que el usado para el chorro.

k.-Sombrear las regiones con velocidad menor 25 kts con púrpura y las regiones con velocidades mayores que 75 kts con verde.

B.-Análisis de vientos máximos y de cizalladura del viento

A continuación se trata de resumir las etapas de la construcción de los mapas de viento máximo y de cizalladura del viento:

1.-Transcribir los sondeos de viento en gráficos especiales altura-velocidad. La velocidad en función de la altura se transcribirá desde 20.000(6000 m.) a 50.000 pies(15.000 m) usando todos los niveles disponibles en los partes rawin o radio-sonda. La dirección tal como viene cifrada se escribirá en el nivel correspondiente y en la parte derecha del gráfico. Con objeto de facilitar la comparación será extremadamente ventajoso el que cada estación se transcriba siempre en la misma posición sobre la hoja(abcisas-velocidades, ordenadas-alturas)

2.-Este paso es el análisis del perfil vertical de la velocidad del viento. La construcción de estos perfiles se basa en un modelo "suavizado" de un viento máximo con cizalladura aproximadamente lineal para al menos 10.000 pies(3.000 m.) por encima y por debajo del viento máximo. Este modelo está justificado estadística y científicamente a base del error probable en métodos actuales de observación.

El perfil debe mostrar dos líneas aproximadamente rectas o curvas ajustables a ellas, es decir sin puntos de inflexión, una basada sobre los puntos situados por encima del máximo y otra sobre los puntos situados por debajo del mismo, con la intersección extrapolada de estas rectas o curvas representando el máximo del viento, que no ocurrirá necesariamente a un nivel de observación. Cuando parece que las curvas ajustan mejor con los datos de observación deben construirse de forma que los radios de curvatura tengan una componente dirigida hacia los valores de las velocidades más altas, esto es, de forma que la curva tenga la concavidad hacia abajo por debajo del máximo y hacia arriba por encima del máximo. Deben usarse todos los datos en la construcción de estos perfiles pero es una parte esencial de esta técnica el que los perfiles irregulares indicados por una línea que pase por los vientos observados debe ser suavizada. En este paso es importante tener buen criterio y como ayuda deben tenerse en cuenta las normas dadas más adelante, en que se explican y discuten varias relaciones que serán extremadamente útiles en la construcción de perfiles razonables y concordantes.

3.-Este paso consiste en medir objetivamente 4 parámetros del perfil del viento:

a.- Se define la velocidad del viento máximo como el máximo del perfil.

b.-La dirección media de la capa del viento máximo se obtiene promediando las direcciones de todos los vientos observados dentro de la capa del viento máximo. Esta capa se define como aquella que contiene el 80% o más de la velocidad máxima. Esta capa se indicará en cada gráfico por una línea vertical que corte las dos líneas superior e inferior del perfil y trazada por la abscisa correspondiente al 80% de la velocidad máxima.

c.-La altura del viento máximo es sencillamente la altura del máximo del perfil vertical del viento.

d.-La cizalladura media asociada con el viento máximo se define como la cizalladura positiva en la capa de 10.000 pies(3.000 m.) de espesor por debajo del máximo y la cizalladura negativa(valor absoluto) en la capa similar por encima del máximo. Puede obtenerse apartir de la diferencia entre la velocidad máxima y la velocidad indicada en el perfil suavizado en el nivel 10.000 pies más bajo y más alto que la altura definida para el viento máximo. Estas diferencias divididas por 10 darán la cizalladura en unidades apropiadas(kts por 1.000 pies, ó 300 m.).

En la fig. 1 se representan un gráfico típico de un perfil vertical para analizar los vientos observados que se señalan con (x). Resulta un máximo del viento de 120 kts. Por ello:

(1) Viento máximo 120 kts

(2) $80\%(120) = 96$ kts se construyen la línea de esta velocidad hasta cruce los perfiles superior e inferior. En esta capa las direcciones dan un promedio de 26(260°)

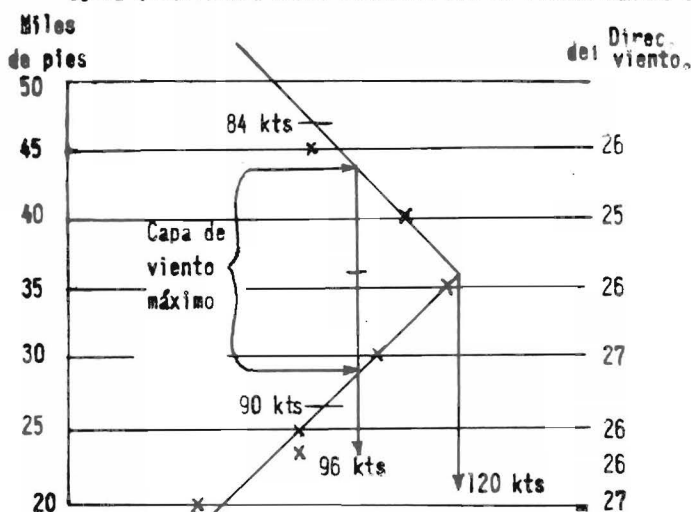


Fig. 1, Perfil vertical de la velocidad

(4) La cizalladura en la capa inferior es 120 - 90 = 30 kts en 1.000 pies ó 3 kts por 1.000 pies. En la capa superior es 120 - 84 = 36 kts ó 3,6 kts por 1000 pies. La media es 3,3. Estos datos se resumen en un recuadro que existe en el ~~maxima~~ ángulo superior derecho de cada gráfico. La dirección y la velocidad del viento se transcriben en la misma forma que los vientos en altura en las topografías. La altura se indica en miles de pies y la cizalladura en nudos y decimas, en la parte superior derecha e izquierda del círculo de transcripción. En nuestro ejemplo sería



Modelo de transcripción

Casos especiales:

i.- Si ^{todas} las velocidades del viento en y entre los 20 y 50.000 pies son menores que 20 kts, se debe poner una "d" en el recuadro del gráfico y no es necesario dibujar el perfil vertical

ii.- Si parte de los vientos están por encima y parte por debajo de los 20 kts se deben transcribir los datos de todos los puntos y trazar la línea de velocidad 20 kts para separar los puntos con velocidad inferior a 20 kts. En este caso hay que transcribir también todas las direcciones.

iii.- Hay cierto tipo de perfiles que muestran poca o ninguna variación del viento con la altura. En tales casos representan condiciones barotrópicas o con gradiente térmico débil, en tales condiciones se deberá transcribir una "B" en el

lugar de la altura y cizalladura del viento máximo.

Estos casos se identifican en la forma siguiente:

(1) Cuando la cizalladura media 1kts por 1000 pies o menor

(2) Cuando no hay ninguna velocidad observada mayor de 50 kts.

Resumiendo las diferentes combinaciones tenemos:

Si todos los vientos son menores que 20 kts se transcriben d y B

Si todos los vientos están comprendidos entre 50 y 20 kts se construye el perfil y si el viento máximo es menor que 50 kts se transcribe dd, ff, y B

si el perfil del viento tiene un máximo superior a 50 kts se transcriben dd, ff, ^{igual} Si la cizalladura media es ~~inferior~~ a 1 kts o inferior se transcribe B; si es superior a 1 kts, transcribir HH y la cizalladura media

4.- Los datos así obtenidos se suelen transcribir a dos mapas escala 1:20.10⁶ para su análisis.

5.- En un mapa se transcriben los datos ddff y "d" y en el análisis consiste en los siguientes pasos: a) esbozar ~~esbozar~~ el núcleo o eje del chorro, las isotacas a intervalos de 25 kts y las líneas de flujo indicando las direcciones. Como generalmente se disponen previamente de los datos de 250 mb, es posible analizar la topografía de 250 mb. simultáneamente con el mapa de viento máximo; el trazado de las líneas de flujo se hace ayudándose con las isohipsas y las isotermas a 500 mb y su relación con el chorro y la distribución de flujo en altura, y con las direcciones calculadas y los máximos de viento anteriores y el mapa de 250 mb. Únicamente es necesario dibujar las líneas de flujo precisas para definir adecuadamente el campo de direcciones. Esto significa que será suficiente el espaciar las líneas de flujo unos 5° de latitud. Las líneas de flujo serán paralelas al chorro. Obsérvese que realmente estamos analizando el chorro y no su proyección sobre una superficie isobárica.

Las isotacas deben ser concordantes con relación a las condiciones dinámicamente inestables. Concordantes con la continuidad en el tiempo tanto en magnitud como en posición. El prescindir de la continuidad a base de una observación dudosa puede ser equivalente a suponer equivocados una docena de sondeos del mapa anterior. El chorro Polar se encuentra generalmente sobre el máximo gradiente de temperatura a 500 mb o zona frontal y debe ser concordante con la relación frente en superficie-chorro tal como la describe Venderman. Una regla útil con respecto a la posición del chorro consiste en suponer para los frentes fríos una pendiente de ~~1:150~~ 1:50 a 1:100 y para los frentes cálidos 1:150 a 1:300.

Los tres elementos que se analizan en este mapa se representarán en la forma siguientes:

Chorro - líneas gruesas a trazos con ~~flechas~~ con puntas de flechas

líneas de flujo - líneas continuas con puntas de flechas

isotacas - líneas de puntos con cotas

6.- Se transcriben en otro mapa los datos de altura y cizalladura y los datos de "B". Se trata de analizar las isohipsas de viento máximo y las isopletras de ~~una~~ cizalladura media.

Ordinariamente este análisis abarca solo las áreas no-barotrópicas del mapa que generalmente se limitan a una zona de 8 a 10° de latitud de anchura centrada sobre el eje o ejes del chorro.

Además de la continuidad las directrices para el análisis de este mapa son:

a.- La altura del viento máximo a lo largo de las líneas normales al chorro tiene ordinariamente la pendiente hacia abajo de derecha a izquierda cuando se mira corriente abajo.

b.- La altura del núcleo del chorro mismo es general mas baja en las vaguadas que en las dorsales. Sin embargo, el gradiente de altura es usualmente mucho mas pequeño a lo largo del eje que normalmente al eje.

c.- La distribución de las isohipsas de viento máximo en la horizontal en general no indica la inclinación o pendiente del núcleo propiamente dicho del chorro. Generalmente el núcleo del chorro principal es casi vertical. La cizalladura media vertical normalmente será mayor en el lado ciclónico del chorro. Esto es simplemente enunciar los descubrimientos referentes a la profundidad de la capa de viento máximo en función de la cizalladura en lugar de la profundidad.

d.- Los valores de la cizalladura media serán ordinariamente ^{en} mayores que 8 kts por 1.000 pies, pudiendo aparecer sin embargo valores mayores ocasionalmente, pero solo con chorro muy intensos.

Las isohipsas se trazaran en líneas continuas muy finas a intervalos de 4.000 pies, las isopletras de cizalladura en líneas a puntos a intervalos de 2 kts / 10.000 pies. El eje del chorro exactamente como se ha localizado en el mapa anterior, se indicará también sobre este mapa.

Relación estadística entre el viento a 300 mb y la distribución del viento con la altura en las regiones del chorro.

Con objeto de tener una ayuda en el análisis de los mapas de viento máximo y de cizalladura y al mismo tiempo de mantener el análisis de esos mapas en concordancia con la experiencia y las ecuaciones empíricas existentes entre el viento a 300 mb y el viento por encima en la región del chorro, se da la siguiente información.

1.- Hay muy cambio en la dirección del viento entre los 25 y 45.000 pies. Los cambios en dirección del orden de 20 a 30° son sospechosos a menos que guarden continuidad en el tiempo y en el espacio. Grandes cambios si ocurren, están generalmente por debajo de los 30.000 pies y se presentan en conjunción con zonas frontales.

2.- Las investigaciones han demostrado que en las regiones del chorro en la troposfera media y superior, la velocidad tiende a aumentar en forma aproximadamente lineal hasta un máximo y después decrece linealmente por encima de este punto. Esto es una justificación del ajuste aproximadamente lineal del perfil vertical del viento por encima y por debajo del viento máximo.

A veces en la ^{estación} ~~región~~ invernal las zonas frontales invaden la región de los 25.000 pies y producen fuertes cizalladuras no lineales. Pueden haber también cizalladuras no lineales, con relativa frecuencia, por encima de los 45.000 pies a causa de las dificultades de cálculo en el ~~razón~~ ^{razón}. Por estas razones, se debe dar más peso a los puntos de la gráfica que se encuentran 10.000 pies por encima y por debajo de la altitud del viento máximo cuando se determina la pendiente del perfil del viento.

3.- La experiencia ha demostrado que la cizalladura media del viento por debajo del nivel del viento máximo es igual al 4% de la velocidad del viento a 300 mb por mil pies; por encima del nivel del viento máximo la cizalladura media negativa es el 6% de la velocidad del viento a 300 mb por mil pies. Esto es válido en la región del chorro o cuando el viento a 300 mb es de 80 kts o mayor. En otras palabras, el ángulo formado por las líneas encima o debajo del nivel del viento máximo es inversamente proporcional a la intensidad del viento a 300 mb.

4.- Si el nivel del viento máximo se encuentra entre 200 y 300 mb como ocurre ordinariamente y usando la atmósfera estandar de altitudes para 300 y 200 mb más la información dada anteriormente en el párrafo 3, el nivel del viento máximo puede obtenerse matemáticamente por la fórmula

a.
$$Z_m = 10 \frac{V_2^2}{V_3^2} + 25$$
 donde Z_m es la altitud (presión) en miles de pies y V_2 y V_3 son las velocidades de los vientos a 200 y 300 mb respectivamente

La velocidad del viento máximo V_m es

b.
$$V_m = V_3 + 0.4 V_3 (Z_m - 30)$$

estas dos fórmulas sencillas pueden usarse para hacer ~~comparaciones~~ ^{comparaciones} ~~aproximada~~ ^{aproximada} en el caso de datos confusos. Estas fórmulas pueden también utilizarse para extrapolar datos incompletos hacia los niveles superiores en las áreas críticas. Por ejemplo, si el viento a 300 mb se conoce y parece seguro y la altura del viento

máximo puede estimarse a partir de los datos que le rodean o por continuidad, entonces la fórmula "b" puede aplicarse para obtener el valor del viento máximo. Esto completa la descripción y el conocimiento de los parámetros que figuran en los mapas de viento máximo y de cizalladura del viento.

5.- Las investigaciones indican que la velocidad del viento a una distancia de 175 millas náuticas normalmente a la dirección del eje del chorro sobre la do ciclónico alcanza $1/2$ de la velocidad del máximo del chorro. En general, las isotácas deben espaciarse mas estrechamente a la izquierda que a la dercha del chorro.

En resumen la información contenida en esta parte de la Nota no es un conjunto de reglas rápidas sino más bien de verificaciones de las desviaciones a la continuidad. Se deb usar esta información como una ayuda para la eliminación de datos equivocados y para llegar a un análisis que sea probable tanto lógica como físicamente.

C. ANALISIS DE LINEAS DE CORRIENTE

1. Introducción. Desde hace mucho tiempo los meteorólogos tratan de describir la atmosfera analizando el campo de movimiento y el campo completo es decir el tiempo. La importancia relativa que se dá a estos dos campos tan relacionados entre sí depende del problema particular de que se trate. Por ejemplo, para problemas de transporte y de aviones largo alcance el campo de movimiento tiene gneralmente mayor importancia. También los métodos de predicción dependen muy fundamentalmente de un análisis cuidadoso del campo de movimiento. Pero la mayor parte de los meteorólogos determina este campo en forma indirecta analizando un campo de presiones (caso del mapa en superficie) o un campo de altura (caso de las topografías isobáricas). Los datos de viento ayudan en estos analisis cuando se los considera geostróficos. La aplicación de la ley de Buý Ballot establece la relación entre la dirección del viento y el gradiente de presión, mientras que las ecuaciones del movimiento relacionan la velocidad del viento con el gradiente de presión.

En este analisis indirecto las isopletras determina el flujo real del viento cuando existen las condiciones geostróficas. La condición geostrófica supone que las aceleraciones en el campo del movimiento son relativamente pequeñas en comparación con las fuerzas de Coriolis y del gradiente de presión que se equilibran. Pero, puesto que la Fuerza de Coriolis depende de la latitud, esta hipótesis deberá ser menos válida en las latitudes bajas que en las altas. En efecto en las bajas latitudes con debiles gradientes de presión y fuerzas de Coriolis la relación entre el flujo atmosférico y las isobaras se hace complicado y variable. En efecto, las observaciones aerológicas cada vez más densas y precisas han revelado discordancias notables aún en las latitudes medias. Estas discordancias del analisis indirecto han conducido a los meteorólogos a propugnar un analisis directo del campo de movimiento no solo en las latitudes bajas sino también en las medias. Este analisis directo no representa una novedad; los principios básicos de analisis de líneas de corriente fueron propuestos por Sandström en 1909 y desarrollados por Bjerkness en 1911.

2. Discusión preliminar. Las observaciones actuales dan únicamente la componente del movimiento del aire paralela a la superficie terrestre, no podemos observar directamente la componente vertical. Por ello, el analisis directo del campo del viento será aplicable a un campo de viento bidimensional. Puesto que el viento tiene dirección y velocidad para determinarlo serán necesarios dos conjuntos de isopletras, un conjunto dará la dirección del movimiento y otro la velocidad. El conjunto de isopletras que determina en cada punto la dirección del movimiento se llaman líneas de corriente. Las isopletras de velocidad se llaman isotácas o isovelas. La superposición de estos dos conjuntos de isopletras completa el analisis del campo de movimiento. Aunque estos dos conjuntos deberan ser considerados simultaneamente por el analista, acentuación nos referiremos especialmente al analisis de líneas de corriente.

Hay dos métodos en el analisis de líneas de corriente: el método convencional y el método de las isógonas. En el primero se trazan las líneas tangentes a los vientos observados, interpolando líneas entre las observaciones. En el segundo método se utiliza un campo intermedio- el campo de isógonas. Aunque el método convencional es más rápido el segundo es más exacto, especialmente en las regiones con pocos datos. Está también un método más lógico para exponer a los inexpertos, puesto una comprensión del procedimiento mejorará la exactitud del método convencional, cuando la experiencia permita su adopción. Por ello, consideraremos en forma completa el método de las isógonas.

3.- El método de las isógonas para el análisis de líneas de corriente. Una isógena es una línea que se obtiene uniendo los puntos de la misma dirección del viento. Elementos de la línea de corriente son pequeños segmentos rectilíneos colocados a lo largo de la isógena y orientados ~~paralelos~~ de acuerdo con la dirección del valor de dicha isógena. En la figura 1 se da una ilustración de esto. Cuando se han trazado un número suficiente de isógonas y sobre ellas un número suficiente de elementos de líneas de corriente, queda completo el análisis de líneas de corriente. No es necesario dibujar las líneas de corriente reales porque el flujo queda muy bien esbozado por los elementos de línea de corriente. En la figura 2 se da

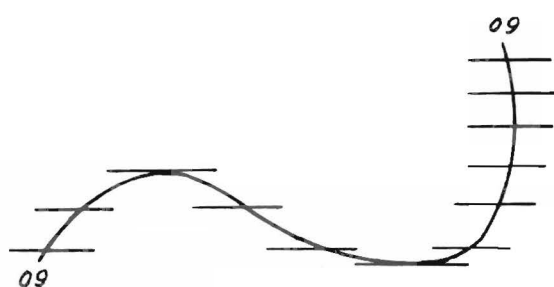


Fig. 1. Elementos de líneas de corriente sobre la isógena 09

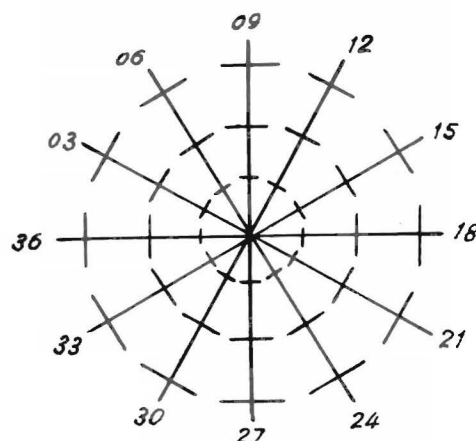


Fig. 2. Muchos elementos de líneas de corriente evitan la necesidad de trazar las líneas de corriente reales

un ejemplo de este aspecto, y también ilustra el hecho de que las isógonas pueden encontrarse en un punto. Este punto puede ser el centro de un sistema de presión donde son posibles teóricamente todas las direcciones del viento. Puesto que en dicha figura la isógena de 09 se aproxima al centro desde el Norte y la de 27 desde el Sur, los elementos de líneas de corriente indican un movimiento similar al flujo ciclónico en el hemisferio Norte, es decir un centro de baja presión. El estudiante puede dibujar otros modelos analógicos girando el campo isogonálico con relación al Norte. Los modelos de isógonas-líneas de corriente para altas y bajas se ilustran en la fig. 3 y para collados en la fig. 4. Un estudio de estos modelos permitirá aprender más rápidamente los artificios del análisis de líneas de corriente. Estos puntos donde se encuentran las isógonas fueron llamados por Bjerknes "puntos singulares", "puntos críticos" o "puntos nodales". C.E. Palmer denomina "puntos positivos" a los de las altas, "puntos negativos" a los de las bajas y "puntos neutros" a los de los collados.

Al iniciar el análisis de isógonas es aconsejable dibujar aquellas isógonas que separan los vientos con componente norte de aquellos con componente sur y análogamente para las componentes este - oeste. Este conjunto de isógonas determinará los puntos singulares y facilitará el dibujo de las isógonas intermedias. Las isógonas se dibujarán a intervalos de 30° en el cambio de dirección. Sin embargo, pueden dibujarse para cualquier otro intervalo que resulte conveniente. Las isógonas tienen las siguientes propiedades:

- a. no se cortan entre sí
- b. nacen y terminan en los puntos singulares
- c. pueden formar líneas cerradas
- d. están estrechamente agrupadas a lo largo de las líneas de convergencia y en los frentes
- e. están numeradas en sentido horario entorno a las altas y las bajas, en sentido antihorario en los collados.

4.- Análisis directo de líneas de corriente

En el método en que las líneas de corriente se dibujan directamente a partir de los datos o además de los elementos de líneas de corriente en el método isogonálico, el único criterio de validez es que las líneas de corriente en cada punto indican el valor instantáneo del flujo. Esto significa que deben dibujarse bastante líneas para cubrir adecuadamente el mapa. Puesto que las líneas indican la dirección del flujo

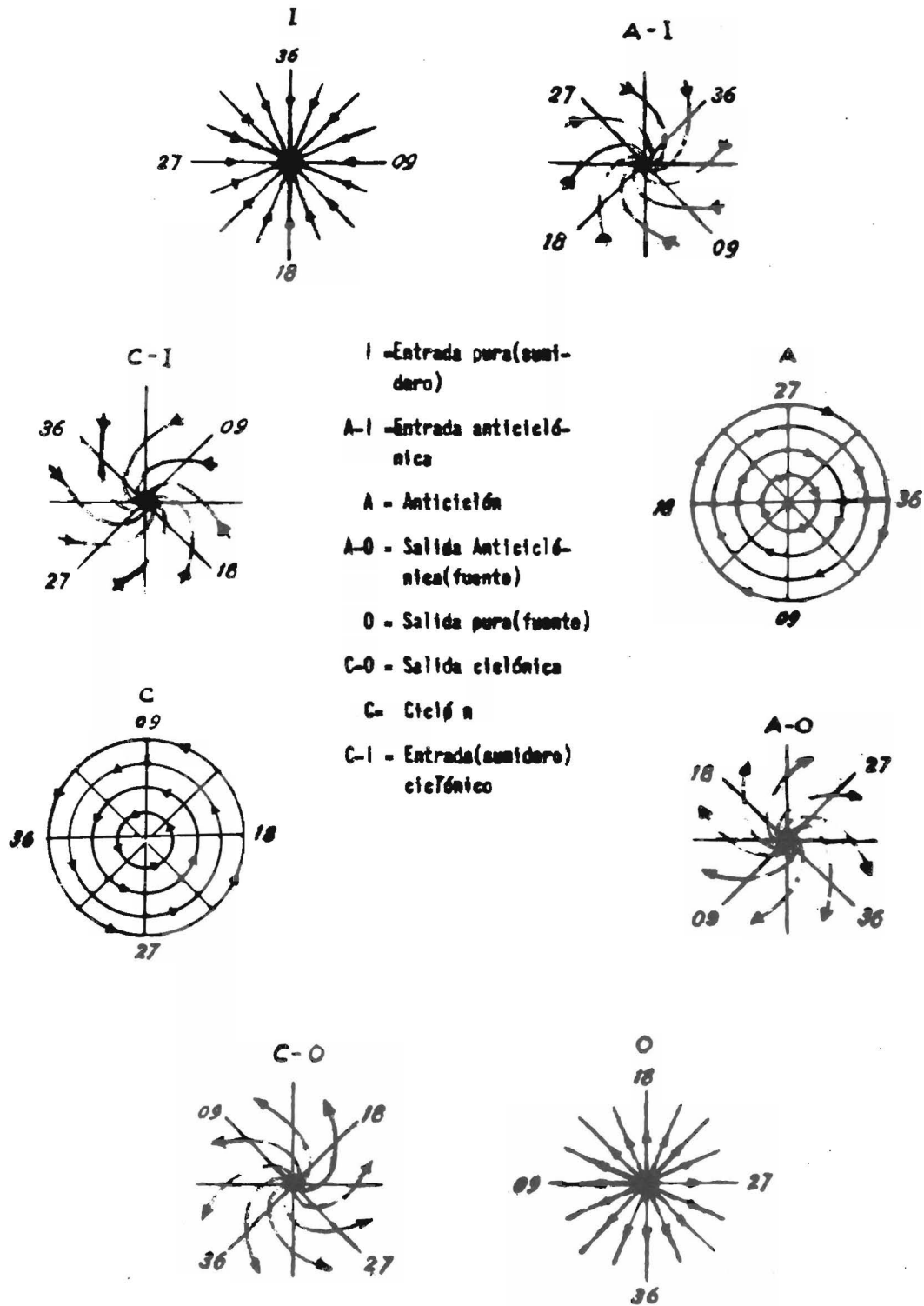


Fig. 3. Modelos de isogonas-líneas corriente para altas y bajas. Adaptadas de los modelos de V. Bjerknes de puntos críticos con índice 1.

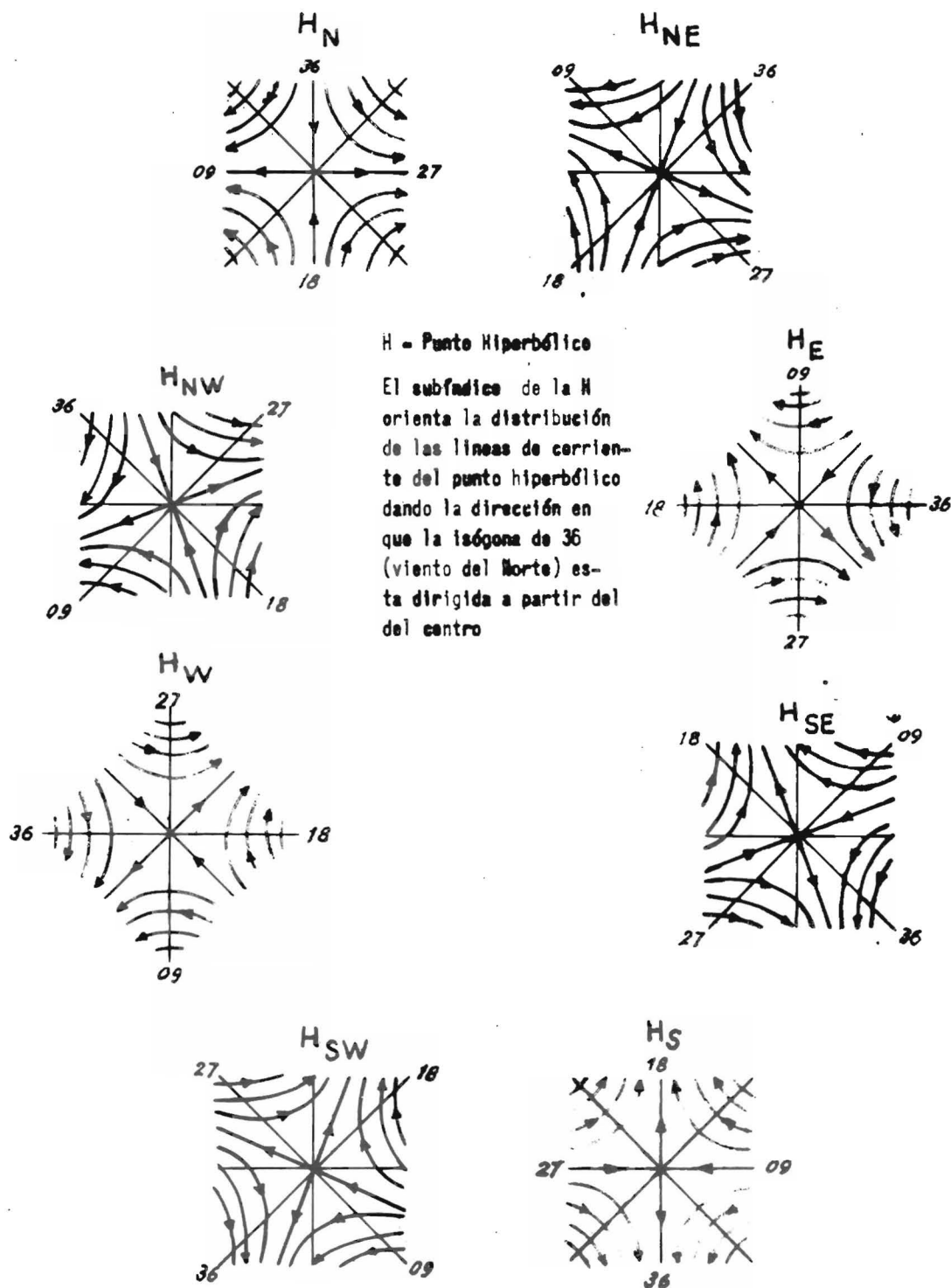


Fig. 4 Modelos de isógenas-líneas de corriente para collados. Adaptados de los modelos de V.Bjerknes de puntos críticos con índice 1.

y no indican velocidad, el concepto de gradiente empleado en el análisis isobárico (en superficie y altura) es enteramente inaplicable. Cuando las líneas de corriente tienden a salir o ^{entrar} surgir, esto únicamente indica que las direcciones de flujo están cambiando rápidamente en una pequeña zona dada. La fig. 5 ilustra las direcciones de divergencia y la figura 6 las direcciones de convergencia.

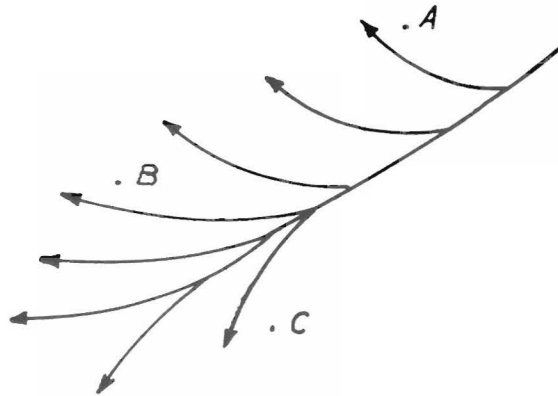


Fig. 5. Líneas de corriente de divergencia. De A a B hay un pequeño cambio en la dirección del flujo. De B a C el flujo es divergente.

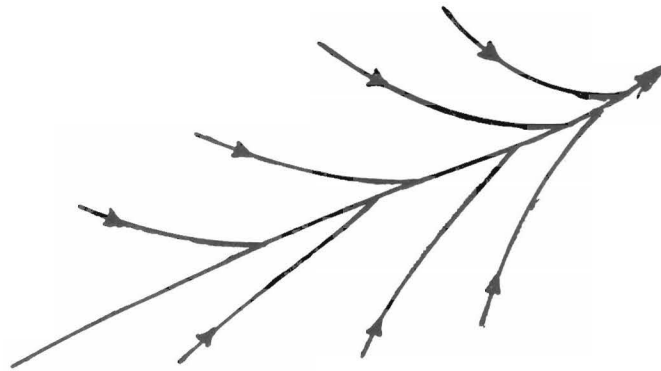


Fig. 6 Líneas de corriente de convergencia.

5.-Aplicaciones del análisis de líneas de corriente

a.- Discusión previa. Las líneas de corriente, como se han descrito anteriormente, dan al meteorólogo un análisis instantáneo del flujo real del viento. Como tal, este análisis puede usarse para predecir trayectorias y puede correlacionarse con el tiempo actual y previsto. Sin embargo, el campo del viento no está descrito completamente hasta que se hace un análisis de isotacas (velocidad del viento). Las aplicaciones más concienzudas exigen conjuntamente el análisis de líneas de corriente y el de isotacas. A causa de las desviaciones del viento real con relación al geostrófico, las líneas de corriente y las isotacas suministran el medio más exacto para determinar cuantitativamente los valores instantáneos de la divergencia horizontal y de la vorticidad.

b.- Determinación de la divergencia horizontal instantánea de la velocidad: Las fig. 7 y 8 ilustran modelos de líneas de corriente e isotacas (a trazos) en situaciones en que la divergencia horizontal de la velocidad es cuantitativamente evidente:

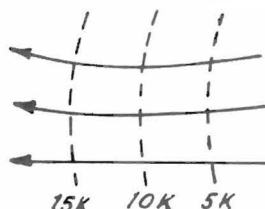


Fig. 7. Divergencia de la velocidad positiva

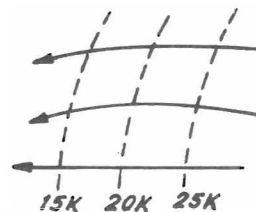


Fig. 8. Divergencia negativa, es decir convergencia

A menos que se haga la hipótesis de que las líneas de corriente consideradas son paralelas no se puede hacer ninguna afirmación sobre una divergencia real de masa. Las fig. 9 y 10 son modelos de isotacas-líneas de corriente en que la divergencia horizontal de la velocidad puede determinarse cualitativamente a simple vista.

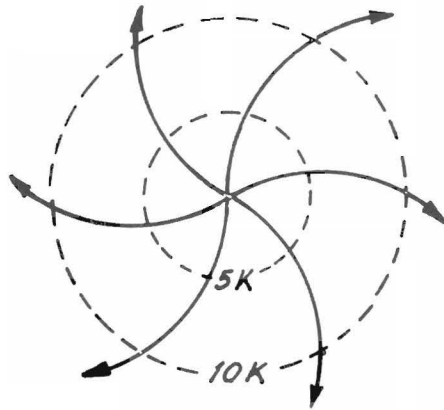


Fig. 9. Divergencia de la velocidad positiva. Divergencia de las líneas de corriente positiva. Divergencia horizontal de la velocidad horizontal positiva.

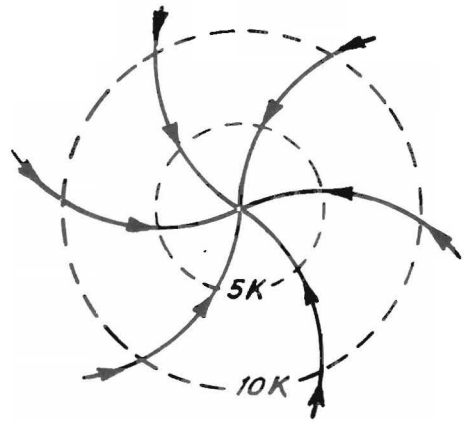


Fig. 10. Divergencia de la velocidad negativa. Divergencia de las líneas de corriente negativa. Divergencia de la velocidad horizontal negativa.

Para valorar cuantitativamente un análisis de isotacas y líneas de corriente consideremos primeramente la expresión de la divergencia horizontal:

$$\text{div}_h = \left(\frac{u}{r} + \frac{v}{r} \right) = \dots$$

donde u = componente horizontal del movimiento del aire

v = velocidad horizontal del viento

$\frac{u}{r}$ = cambio de la dirección del viento normal a las líneas de corriente

$\frac{v}{r}$ = cambio en la ~~dirección~~ velocidad del viento corriente abajo de las líneas de corriente

Por ello, la divergencia de la velocidad viene determinada por dos magnitudes - la divergencia de la velocidad $\frac{u}{r}$ y la divergencia de las líneas de corriente $\frac{v}{r}$. No es suficiente examinar el mapa y, si observamos que las líneas de corriente se separan, decir que hay divergencia de la velocidad. Esto será verdad solamente si el término de la divergencia de la velocidad, $\frac{u}{r}$, tiene el mismo signo como en los modelos consignados anteriormente ó, que al menos, la suma de los dos términos sea positiva. Si por ejemplo, las líneas de corriente son divergentes, pero la velocidad del viento disminuye en la dirección de las líneas de corriente, hay divergencia o convergencia según los valores relativos de los dos términos, puesto que operan en sentido opuestos. Para medir cuantitativamente estos términos a partir de un análisis de líneas de corriente en un punto dado se procede de la siguiente manera:

(1) Para medir la divergencia de la velocidad se mide la distancia entre las isotacas a lo largo de la línea de corriente y se divide el intervalo de las isotacas por dicha distancia. Supongamos por ejemplo una distancia de 4° de latitud entre isotacas a intervalos de 10 kts

$$= \frac{10 \text{ mi. N.}}{\text{hora}} \cdot \frac{1}{240 \text{ mi. N.}} = \frac{1}{24 \text{ hor.}} = 1.6 \times 10^{-5} \text{ seg}^{-1}$$

(2) Para medir la divergencia de las líneas de corriente en el mismo punto, se busca la distancia entre las isogonas normalmente a las líneas de corriente es decir se calcula $\frac{v}{r}$, y luego se multiplica por V . El signo de este término es positivo si las líneas de corriente divergen en la dirección del flujo. Supongamos, por ejemplo, que en el mismo punto anterior, la distancia entre las isógonas de 030° y 060° es de 6° de latitud y que las líneas que están separando corriente abajo, entonces

es es :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{3.14}{6} \times \frac{1}{6 \times 60 \text{ mi. N.}} = \frac{3.14}{2160 \text{ mi. N.}}$$

Si $v = 60 \text{ kts}$, queda

$$V \frac{\partial \theta}{\partial x} = \frac{3.14}{2160 \text{ mi. N.}} \cdot \frac{60 \text{ mi. N.}}{6 \text{ hr}} \cdot \frac{1}{3600} \cdot \frac{\text{Hora}}{\text{seg.}} = 2.42 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$$

Finalmente

$$\text{div } V = 3.58 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$$

c.- Determinación de la vorticidad: La componente vertical de la vorticidad relativa es :

$$f_R = \frac{V}{R} - \frac{\partial V}{\partial s} = V \frac{\partial \theta}{\partial s} - \frac{\partial V}{\partial s}$$

onde se emplea la siguiente notacion

$$f_R = \text{Vorticidad relativa}$$

V = velocidad horizontal del viento

R = radio de curvatura de la línea de corriente

S = distancia a lo largo de la línea de corriente

θ = angulo del viento medido a partir del norte

El primer termino representa la contribución a la vorticidad en un punto debida a la curvatura; el segundo término es la contribución debida a la cizalladura. Para calcular el término debido a la curvatura se mide la distancia entre las isógonas a lo largo de las líneas de corriente (gradiente) y se multiplica por el valor de V , velocidad del viento. Supongo, por ejemplo, que en un punto en que pasa la isotaca de 40 kts la distancia entre las isógonas de 30° a lo largo de la línea de corriente que pasa por dicho punto es 6° Lat. Entonces el termino de curvatura es :

$$V \frac{\partial \theta}{\partial s} = \frac{40 \text{ mi. N.}}{\text{hor.}} \cdot \frac{3.14}{6} \cdot \frac{1}{360 \text{ mi. N.}} \cdot \frac{1 \text{ hora}}{3600 \text{ s.}} = 1.62 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$$

La contribución del término de cizalladura se determina midiendo la distancia entre las isotacas normalmente a las líneas de corriente (gradiente). Por ejemplo, si la distancia entre las isotacas a intervalos de 10 kts es 5° Lat., normal a las líneas de corriente, es

$$\frac{\partial V}{\partial s} = \frac{10 \text{ mi. N.}}{\text{hor.}} \cdot \frac{1}{300 \text{ mi. N.}} \cdot \frac{3.14 \text{ hora}}{3600 \text{ s.}} = 9.24 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$$

El valor de la vorticidad relativa en ese punto es :

$$f_R = 10.86 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$$

La vorticidad absoluta se obtiene fácilmente sumando la vorticidad de la rotación terrestre f a la vorticidad relativa. Así, si el punto esta situado a 30° N, la vorticidad absoluta f_A es :

$$f_A = f + f_R = 2 \omega \sin \phi - f_R = 2 \times 7.29 \times 10^{-5} \times 0.5 - 10.86 \times 10^{-5} = 1.82 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$$

d.- Predicción de huracanes Sherman y Carino defiende el uso de las líneas de corriente en la predicción de huracanes. Sugieren incluir en el análisis no solo los sumideros ciclónicos sino tambien el punto



Fig. 11M Analisis de líneas de corriente de huracan tipico con sumidero ciclónico y punto hiperbólico

hiperbólico correspondiente. En la fig. 11 los vientos convergentes en los puntos A y B determinan la llamada asíntota de convergencia y los vientos divergentes en los puntos C y D la asíntota de divergencia, y la intersección de las dos determina el punto hiperbólico H. En el caso del huracán Able (Agosto 1952) el punto hiperbólico recurvió y aumento la velocidad 12 horas antes que el centro del huracán. Sin embargo los autores recomiendan más investigación de esta técnica.

e.- Predicción tropical La aplicación del análisis de líneas de corriente en las latitudes bajas está muy desarrollada pero no trataremos de ella en esta nota.